



Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. Arguments en faveur d'un modèle de suture de plaques

Jacques Poulpiquet De

► To cite this version:

Jacques Poulpiquet De. Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. Arguments en faveur d'un modèle de suture de plaques. Tectonique. Université Rennes 1, 1985. Français. NNT: . tel-00675137

HAL Id: tel-00675137

<https://theses.hal.science/tel-00675137>

Submitted on 29 Feb 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

J. DE POULPIQUET

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-05-X

**étude géophysique
d'un marqueur magnétique
situé sur la marge
continentale sud-armoricaine**

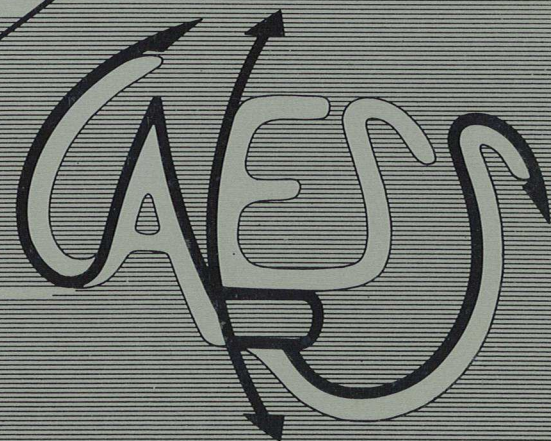
ARGUMENTS EN FAVEUR D'UN MODELE
DE SUTURE DE PLAQUES

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n°6

Rennes 1986



MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N°6

J. de POULPIQUET

**Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé
sur la marge continentale sud-armoricaine.
Arguments en faveur d'un modèle de suture de plaques.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
Soutenue le 13 Septembre 1985**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)**

1986

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-05-X

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles

LP CNRS n°4661

Université de Rennes I - Campus de Beaulieu

35042 - RENNES Cédex (France)

J. de POULPIQUET (1986)

Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. Arguments en faveur d'un modèle de suture de plaques.

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 6 : 159 p.

Que toutes les personnes qui par leur aide
matérielle ou morale ont contribué à la
réalisation de ce travail trouvent ici
l'expression de ma plus profonde
gratitude.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE

IERE PARTIE : ETUDE GEOPHYSIQUE D'UN MARQUEUR MAGNETIQUE SITUE SUR LA MARGE CONTINENTALE SUD-ARMORICAINE

MAGNETISME : DONNEES ET METHODES

I. LES DONNEES	p. 8
A. ORIGINE DES DONNEES	
B. FORME DES DONNEES	
1 - Les profils magnétiques rabattus	
2 - Les cartes magnétiques	
II. METHODES D'INTERPRETATION.....	12
A. METHODES DIRECTES	
B. METHODES INDIRECTES	
1 - Les méthodes graphiques	
2 - Les méthodes numériques	

MODELISATION MAGNETIQUE DE LA "SUTURE" SUD-ARMORICAINE

I. INTRODUCTION A LA MODELISATION ;.....	26
II. ETUDE DU MARQUEUR SUR LE PLATEAU CONTINENTAL SUD-ARMORICAIN (ZONE A1)	35
A. STRUCTURE DU PLATEAU CONTINENTAL SUD ARMORICAIN D'APRES LES DONNEES SISMQUES ET GRAVIMETRIQUES	
1 - Les données de la sismique	
2 - Les données gravimétriques	
B. EXPRESSION MAGNETIQUE DU MARQUEUR ETUDIE	
C. MODELISATION MAGNETIQUE DES DIFFERENTES STRUCTURES	
1 - Modélisation de la structure n°2	
2 - Modélisation de la structure n°3	
3 - Modélisation de la structure n°1	
4 - Relations entre la structure n°1 et les structures voisines du plateau continental	
D. APPORT DE LA SISMQUE REFRACTION	
III. ETUDE DU MARQUEUR AU NIVEAU DU BASSIN AQUITAIN (ZONE A2)	53
A. STRUCTURE DU SOCLE AQUITAIN	
B. MODELISATION DES ANOMALIES DE SAINTES, PERIGUEUX ET MONTAUBAN	
1 - Modélisation des anomalies de Saintes	
2 - Modélisation de l'anomalie de Périgueux	
3 - Modélisation de l'anomalie de Montauban	
4 - Conclusions sur l'étude du marqueur magnétique au niveau du bassin aquitain	

C. APPORT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES	
IV. ETUDE DE L'ANOMALIE MAGNETIQUE DE MERIADZEK (ZONE B).....	69
A. SITUATION GEOGRAPHIQUE - PROBLEME D'EFFET DE BORD	
B. EFFET TOPOGRAPHIQUE	
C. MODELISATION DE L'EFFET DE BORD	
1 - Analyse de l'effet de bord	
2 - Les deux modèles magnétiques envisagés	
3 - Quantification de l'effet de bord à l'échelle régionale	
4 - Conclusions sur le problème d'effet de bord	
D. MODELISATION DES CORPS MAGNETIQUES SUPPLEMENTAIRES	
E. INTERPRETATION DE L'ANOMALIE DE MERIADZEK	
V. ETUDE DE LA ZONE C	77
A. ETUDE DES ANOMALIES DE LA BAIE D'AUDIERNE	
1 - Intérêt de cette structure dans le cadre général de cette étude	
2 - Rappels sur la géologie des formations affleurantes de la Baie d'Audierne	
3 - Mesures des susceptibilités magnétiques	
4 - Le lever magnétique au sol	
5 - Interprétation qualitative de la carte d'anomalies du champ total	
6 - Le problème de la prolongation des serpentinites sous les mica-schistes grauwackeux	
7 - Le problème de l'enracinement des formations basiques et ultrabasiques de la Baie d'Audierne	
8 - Interprétation synthétique des données géologiques et géophysiques concernant les formations de la Baie d'Audierne	
9 - Conclusions : relations entre les anomalies de la Baie d'Audierne et le marqueur étudié	
B. ETUDE DE LA "ZONE-CLE" AU SUD-EST DES ANOMALIES DE LA BAIE D'AUDIERNE	
1 - Morphologie de la marge	
2 - Gravimétrie	
3 - Séismicité	
4 - Magnétisme	
C. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DE LA "ZONE-CLE"	
D. APPORT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES	
VI. CONCLUSIONS GENERALES SUR L'ETUDE GEOPHYSIQUE DU MARQUEUR MAGNETIQUE.....	104
A. COMPATIBILITE AVEC UNE INTERPRETATION EN TERME DE SUTURE DE PLAQUES	
B. COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES GEOPHYSIQUES DE DEUX SUTURES POTENTIELLES : LA SUTURE SUD-ARMORICAINE ET LE CISAILLEMENT SUD-ARMORICAIN	
1 - Affinités	
2 - Différences	
3 - Interprétation de ces deux sutures potentielles	
C. LE PROBLEME DE LA PROLONGATION DE LA SUTURE SUD-ARMORICAINE VERS LE SUD-OUEST	

2EME PARTIE : ARGUMENTS GEOLOGIQUES EN FAVEUR D'UN MODELE DE SUTURE DE PLAQUES D'AGE "CALEDONIEN"

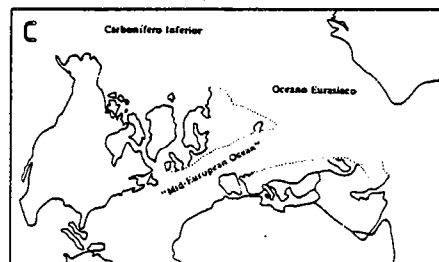
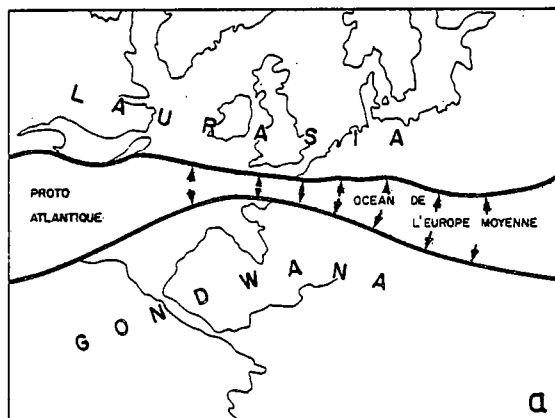
I. LE PROBLEME DE LA PROLONGATION EN ESPAGNE DE LA SUTURE SUD-ARMORICAINE.....	p. 109
A. LA FAILLE DE PORTO-BADAJOS-CORDOUE : SUTURE INTERPLAQUE OU INTRAPLAQUE ?	
B. LE MODELE DE LEFORT ET RIBEIRO	
C. APPROCHE SPATIALE	
D. APPROCHE TEMPORELLE	
II. RECHERCHE AU PALEOZOIQUE INFERIEUR D'ELEMENTS DE CONVERGENCE DE PLAQUES.....	110
A. MAGMATISME DU PALEOZOIQUE INFERIEUR	
1 - Plutonisme	
2 - Volcanisme	
3 - Conclusions sur le magmatisme "pré-hercynien"	
B. RECONNAISSANCE DES ZONES SUBSIDENTES DU PALEOZOIQUE INFERIEUR	
1 - Définition d'un bassin "externe" et d'un bassin "interne"	
2 - Interprétation géodynamique de ces bassins	
3 - Conclusions	
III. APPROCHE SPATIALE DE LA GEOMETRIE DES SUTURES "INTERNE" ET "EXTERNE".....	122
A. LA SUTURE "INTERNE"	
B. LA SUTURE "EXTERNE"	
IV. APPROCHE GEODYNAMIQUE DE L'EVOLUTION DE L'ARC IBERO-ARMORICAIN PENDANT LE PALEOZOIQUE.....	124

CONCLUSIONS GENERALES

- A. PARTIE GEOPHYSIQUE
- B. PARTIE GEODYNAMIQUE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES



MODELES ALPINOTYPES

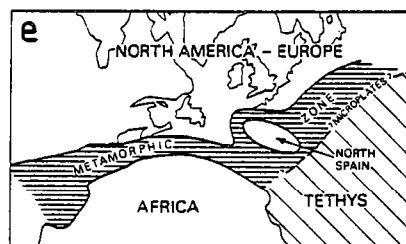
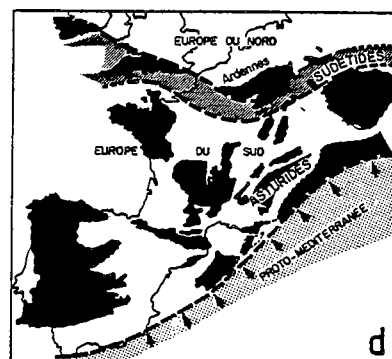
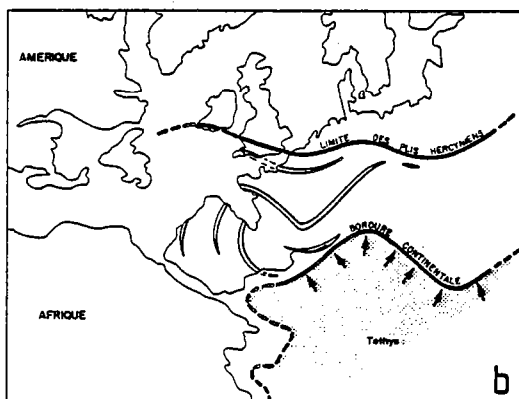


Fig.1 : Modèles alpinotypes : a: Burrett (1972) ; b: Nicolas (1972) ; c: Johnson (1973) ; d: Laurent (1972) ; e: Riding (1974).

INTRODUCTION GENERALE

HISTORIQUE DES MODELES GEODYNAMIQUES RELATIFS A LA GENESE DE LA CHAINE VARISQUE

Appliquée au début des années 1970, la théorie de la tectonique des plaques a rapidement apporté des éléments de réponse assez satisfaisants au problème de la genèse des chaînes récentes (Alpes, Himalaya, Andes).

Aussi de nombreux auteurs ont-ils tenté d'expliquer à l'aide de ce concept la genèse des chaînes anciennes dont la chaîne varisque d'âge paléozoïque.

Les premiers modèles proposés à cette fin faisant intervenir la fermeture d'aires océaniques par des subductions de type andin peuvent être regroupés sous le nom de "Modèles alpinotypes" (Fig.1).

*Modèles alpinotypes

Quelques-uns de ces modèles envisagent l'existence d'un océan unique situé pour certains auteurs au Sud de l'Europe: **océan protothétysien** (Nicolas, 1972; Riding, 1974), et pour d'autres au milieu de l'Europe: **océan médio-Européen** (Burrett, 1972; Johnson, 1973).

D'autres modèles envisagent l'existence conjointe de ces deux océans (Laurent, 1972; Dewey et Burke, 1973).

L'existence d'une nouvelle aire océanique située au sud du Massif Armoricaïn est supposée par Cogné (1976) qui reconnaît dans la zone interne de la chaîne varisque un orogène alpinotype d'âge siluro-dévonien (orogène ligérien) qu'il rattache à l'orogène varisque.

*Modèles hercynotypes

Réfutant la possibilité d'existence en Europe de larges aires océaniques paléozoïques, quelques auteurs, principalement hollandais et allemands, pensent enfin que la tectonique des plaques a joué un rôle tout à fait minime dans l'élaboration de la chaîne varisque et parlent alors d'orogène de type ensialique (intraplaque) dont le principal mécanisme est la fusion crustale (Zwart, 1967; Zwart et Dornsiepen, 1978).

Pour les hollandais cette fusion crustale se manifeste principalement à travers l'ascension diapirique de Magmas: Modèle de "Mantle-Plume" (Den Tex, 1978; Van Calsteren et al., 1979; Kuijper, 1982), tandis que les allemands (Behr et Weber, 1980) font intervenir des phénomènes de subfluence ("subduction intracontinentale").

Ces modèles qui s'opposent aux modèles alpinotypes sont qualifiés d'hercynotypes.

***Modèles présentant des caractères "mixtes"**

A l'occasion du 26ème congrès géologique international (à Paris, 1980) des modèles d'une approche nouvelle ont été proposés, leurs auteurs (Autran et Cogné, 1980; Bard et al., 1980) pensent en effet que l'orogène varisque a pu présenter au cours de son histoire des caractères d'abord alpinotypes puis hercynotypes pouvant s'expliquer tous deux en termes de tectonique de plaques.

Ainsi Autran et Cogné (1980) proposent de distinguer deux phases dans l'élaboration de la chaîne varisque:

.une première phase alpinotype (orogène ligérien) réunissant des événements éo-hercyniens (d'âge siluro-dévonien) résultant d'une subduction de type cordillérain.

.une seconde phase hercynotype (orogène hercynien sensu stricto), d'âge carbonifère, explicable en terme de processus collisionnel.

L'enchaînement continu dans le temps et l'espace de ces deux orogènes ligérien et hercynien proprement dit détermine l'orogène varisque.

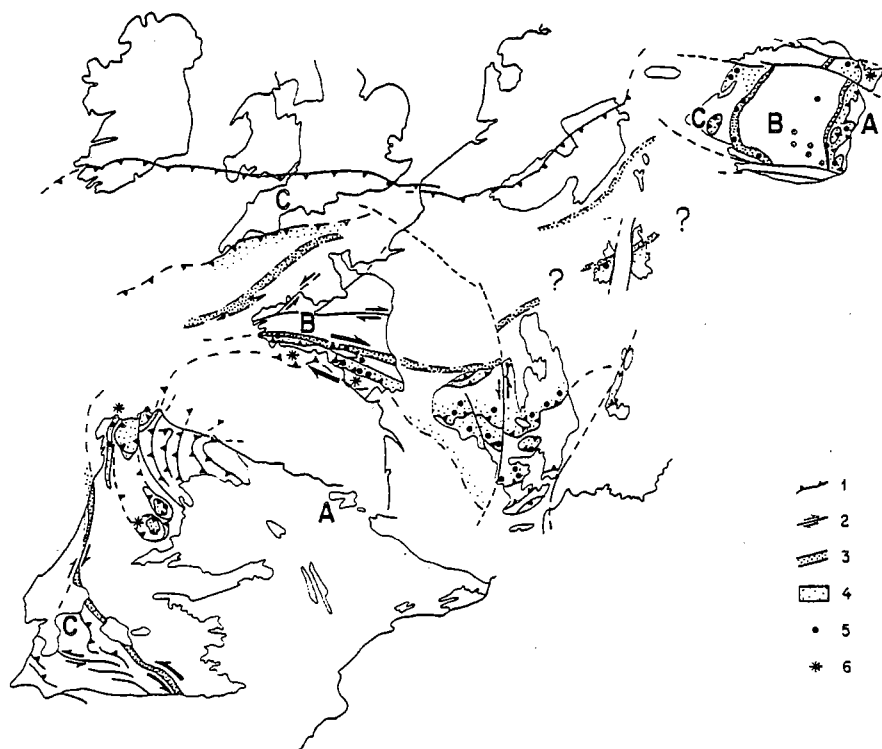


Fig.2 : Modèle de Bard et al. (1980)

1 : chevauchements ; 2 : décrochements ; 3 : zones de suture probables ;
4 : répartition des roches basiques et ultrabasiques ; 5 : éclogites ;
6 : roches à glaucophane ; A,B,C : positions respectives des continents envisagés.

De même pour Bard et al. (1980) les caractères ensialiques ou hercynotypes ne se rapportent qu'à une fraction de la chaîne, cette dernière "pouvant s'expliquer par un processus continu de tectonique des plaques et ne constituant donc plus un type de chaîne particulier notablement différent d'un alpinotype" (Fig.2).

Ces deux modèles "mixtes" concilieraient donc les deux points de vue apparemment contradictoires "alpinotype" et "hercynotype" exposés précédemment en les intégrant tous deux dans un même mécanisme de tectonique de plaques.

LE PROBLEME DE LA LOCALISATION DES SUTURES DE PLAQUES

Dans les premiers modèles géodynamiques évoqués (alpinotypes), ce problème n'a pas été véritablement abordé: les plaques envisagées y sont en effet la plupart du temps limitées par des tracés hypothétiques (Fig.1). Dans les modèles plus récents, la localisation des limites de plaques, abordée avec un plus grand souci de précision, demeure néanmoins presque toujours basée sur la présence d'accidents géologiques observables, interprétés parfois abusivement en terme de "sutures".

Parmi celles-ci il semble en effet fondamental de distinguer:

- les lieux de fermeture d'aires océaniques mineures (ex. bassin marginal partiellement océanisé) qui, amenant en contact deux bordures d'une même plaque, peuvent être regroupés sous le terme de sutures "intraplaques",
- des lieux de fermetures d'aires océaniques majeures qui, amenant en contact deux plaques de nature différente peuvent être dénommés sous le terme de sutures "interplaques".

Cette distinction dans la nature des sutures est importante lors de l'élaboration d'un modèle géodynamique, en effet seule la localisation des sutures "interplaques" permet de retrouver la géométrie des plaques intervenant dans le modèle géodynamique.

Statistiquement les sutures "intraplaques" semblent plus accessibles aux méthodes géologiques classiques (se manifestant souvent en surface par des accidents de type chevauchant ou décrochant) que les sutures "interplaques", structures plus profondes rarement affleurantes car souvent cachées à terre comme en mer sous une épaisse couverture sédimentaire.

Se substituant aux méthodes géologiques, les méthodes géophysiques se révèlent être pour ce problème de localisation des sutures interplaques, des outils précieux. En effet, ces sutures, lieux de piégeage privilégié entre deux plaques de restes de croûte océanique, sont fréquemment jalonnées d'un matériel plus magnétique (intérêt des méthodes magnétiques), plus denses (intérêt de la gravimétrie) et possédant des vitesses de propagation d'ondes (intérêt de la sismique-réfraction) plus élevées que le milieu environnant.

De plus, les sutures constituant des zones de faiblesse de la croûte, on y trouve fréquemment associée une certaine sismicité due aux rejeux de ces accidents (étude de la sismicité naturelle).

L'étude des données géophysiques disponibles dans ces quatre domaines (Magnétisme, gravimétrie, sismique réfraction, sismologie) peut donc s'avérer être d'un apport non négligeable dans l'élaboration d'un modèle géodynamique (en ce qui concerne du moins la phase de localisation des sutures cachées).

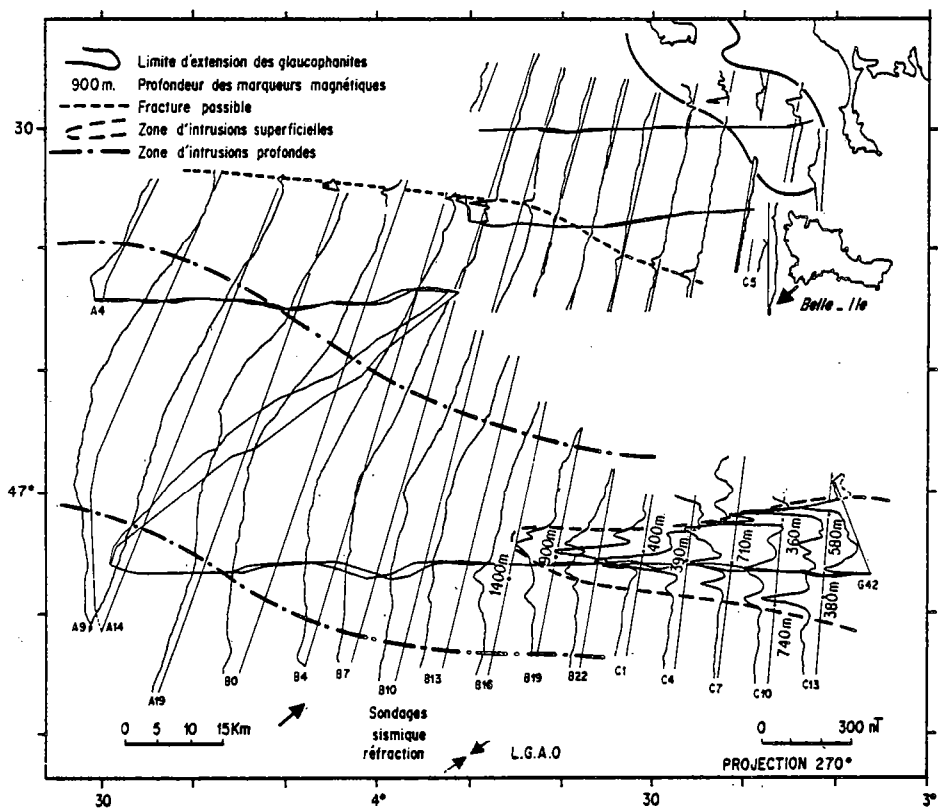


Fig.3 : Localisation par magnétisme hydroremorqué d'un corps basique situé au large des îles de Groix et Belle-Ile (d'après Lefort et Ségoufin, 1978a).

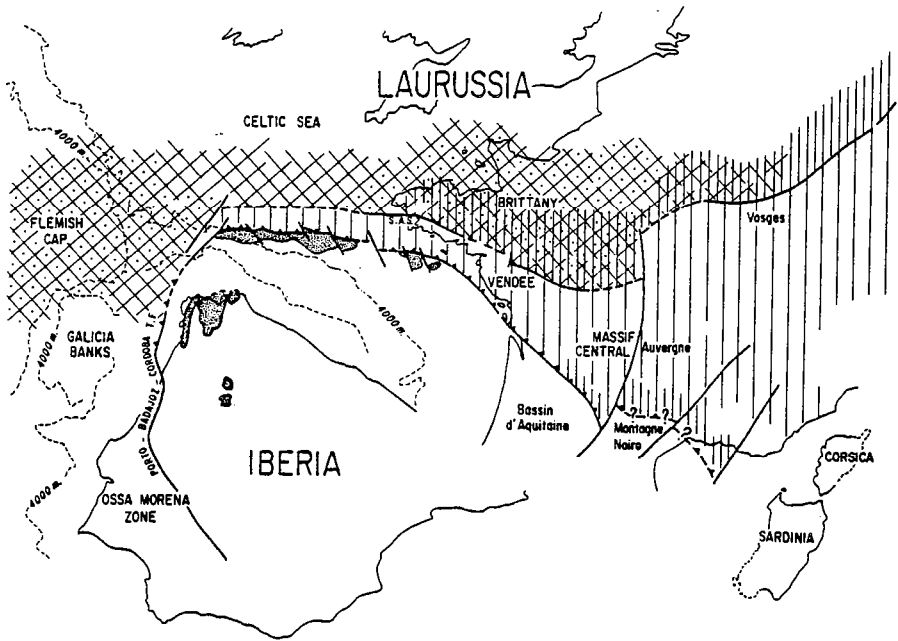


Fig.5 : Localisation de la suture de l'océan sud-armoricain (modifié d'après Cogné et Lefort, 1985).

— zone de suture matériel basique

LE MODELE DE LEFORT

Un des rares modèles géodynamiques prenant en compte l'apport des données géophysiques est celui de Lefort (1978, 1979, 1980, 1981).

Ayant dans un premier temps (Lefort et Ségoufin, 1978a) défini à partir de profils magnétiques hydroremorqués, l'existence d'un objet géophysique de forme allongée au large des îles de Groix et Belle-Ile (Fig.3), Lefort (1979) s'appuie dans un deuxième temps sur d'autres données géophysiques (gravimétrie et sismologie) pour supposer l'existence, sur le plateau continental sud-armoricain, d'un accident important qu'il interprète en terme de suture de plaques potentielle (Fig.4).

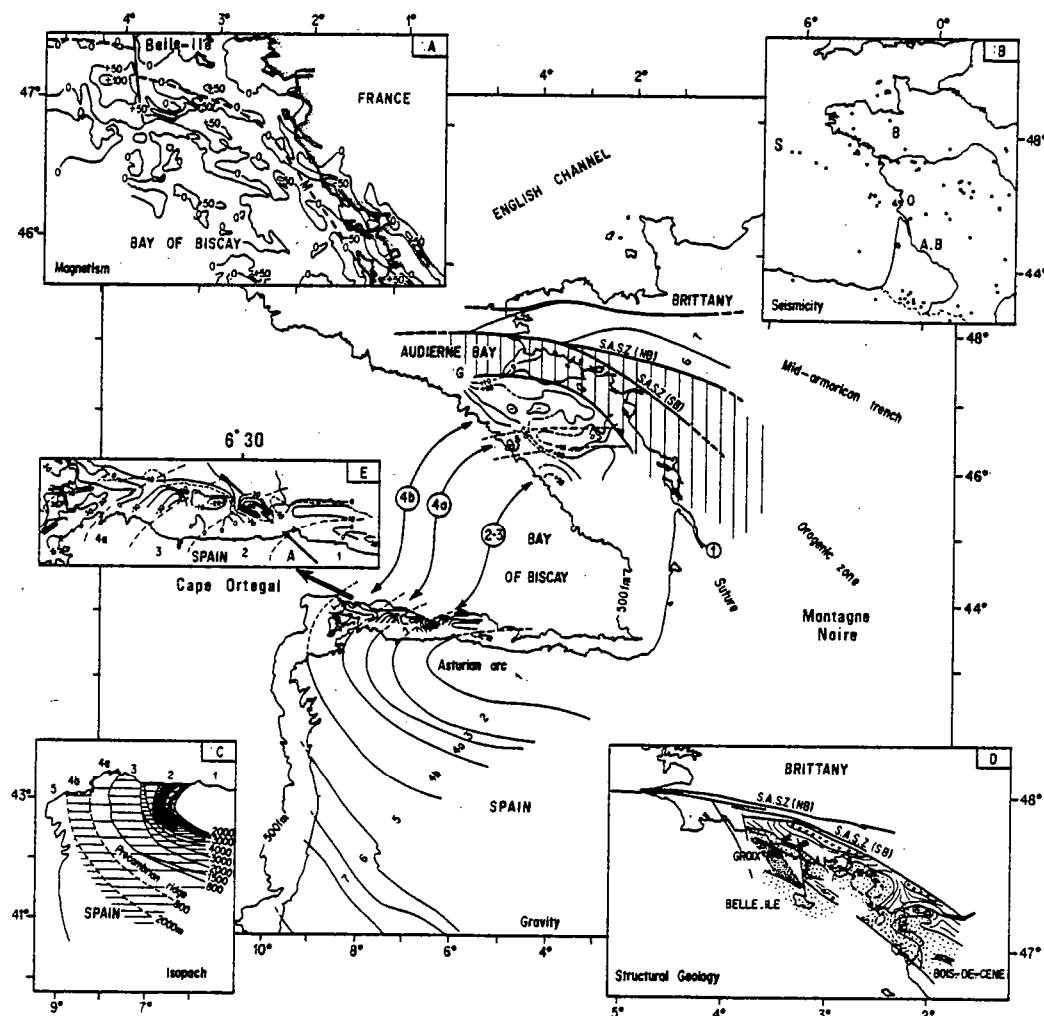


Fig.4 : Reconnaissance sur le plateau sud-armoricain, à partir des données géophysiques (Magnétisme, Gravimétrie, Séismicité), d'un accident important interprétable en terme de suture de plaques (d'après Lefort, 1979).

Ce modèle est ensuite étendu (Lefort et Ribeiro, 1980) au cadre ibéro-armoricain: l'accident précédemment défini est prolongé à l'Est au niveau du Bassin Aquitain et à l'Ouest jusqu'à la Terrasse de Meriadzek (10°W). Il est censé représenter la suture d'un océan d'âge paléozoïque baptisé océan Sud-Armoricain dont l'évolution est contrôlée par

la faille Porto Badajoz-Cordoue qui joue dans le modèle proposé le rôle de faille transformante (Fig.5).

Enfin, Lefort (1981) élargit encore le cadre géographique de son modèle en s'intéressant aux régions péri-Atlantiques. Ayant reconnu en magnétisme et gravimétrie depuis le Portugal jusqu'en Floride, la suture possible de l'océan Théic, il définit une limite méridionale possible pour le super continent Laurussia, limite qu'il matérialise par les sutures de l'océan Sud-Armoricain et de l'océan Théic, reliées par la faille transformante Badajoz-Cordoue (Fig.6).

Dans ce modèle péri-Atlantique l'océan Sud Armoricain représente donc un océan "satellite" d'un océan plus important: le Théic.

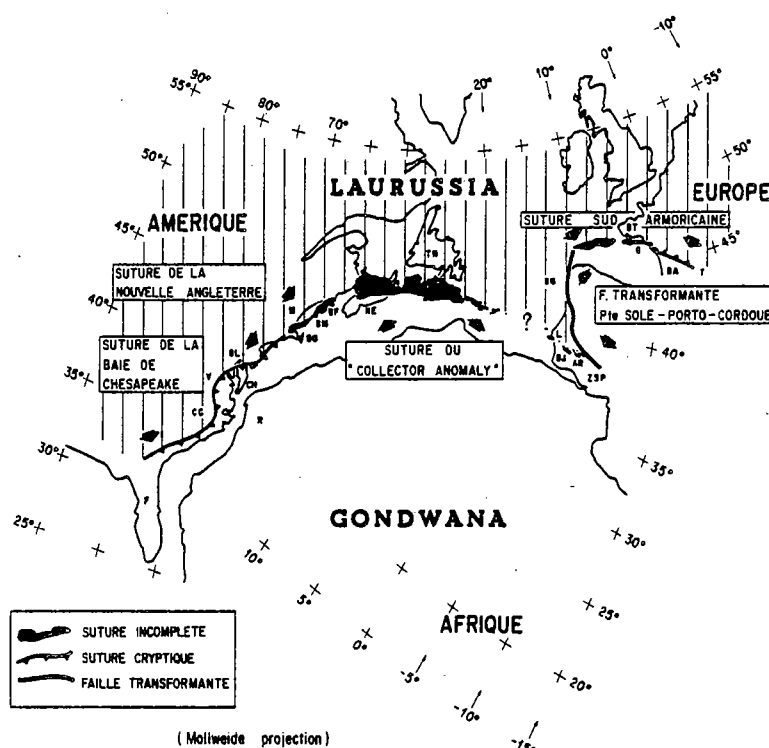


Fig.6 : Localisation de la suture de l'Océan Théic d'après Lefort (1981).

FINALITE DE CE TRAVAIL - DEMARCHE EMPLOYEE

L'objet de ce mémoire consistant principalement en une étude critique d'un modèle géodynamique en l'occurrence celui de J.P. Lefort défini dans le cadre Ibéro-Armoricain (Lefort et Ribeiro, 1980), nous avons choisi une certaine philosophie dans la façon d'aborder le problème posé en partant de la simple évidence qu'un modèle géodynamique est un modèle spatial qui évolue dans le temps.

De cette considération découlent les deux approches complémentaires envisagées dans cette étude:

***Une approche "spatiale"** dont le but est de reconstituer la géométrie des plaques intervenant dans le modèle, en étudiant à l'aide de méthodes géophysiques ces limites de plaques "fossilisées" que constituent les sutures.

Dans le modèle de Lefort l'accident proposé comme suture ayant été essentiellement localisé à partir d'anomalies magnétiques, notre première tâche consistera à modéliser les sources responsables de ces anomalies, cette modélisation magnétique étant contrôlée par les contraintes apportées par les autres données géophysiques disponibles (gravimétrie, sismique réfraction, sismologie).

Ce n'est qu'au terme de cette première partie intitulée "Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine" que nous serons en mesure de déterminer si la nature des sources modélisées est compatible ou non avec une interprétation en terme de suture (au sens large) sous-entendant un accident crustal important.

Selon la réponse, la géométrie de la "suture" proposée dans le modèle de Lefort pourra être validée en totalité ou en partie (une modification de son tracé pouvant être en effet envisagée). Le caractère "intraplaque" ou "interplaque" de cette suture sera ensuite estimé de manière relative par comparaison des diverses signatures géophysiques des principaux accidents régionaux considérés comme des sutures potentielles (ex: cisaillement sud-armoricain).

***Une approche "temporelle"** dont le but est de reconstituer la chronologie des événements géologiques dus aux mouvements relatifs des plaques définies au terme de l'étude géophysique. Dans cette partie intitulée **Arguments géologiques en faveur d'un modèle de suture de plaques d'âge "calédonien"**, des modifications importantes seront apportées au modèle de Lefort à la lumière des données nouvelles provenant de divers domaines des Sciences de la Terre: Géologie structurale, Géochronologie, Géochimie/Pétrologie, Paléontologie/Stratigraphie, Paléomagnétisme.

IERE PARTIE :

ETUDE GEOPHYSIQUE D'UN MARQUEUR MAGNETIQUE SITUE
SUR LA MARGE CONTINENTALE SUD-ARMORICAINE

MAGNETISME : DONNEES ET METHODES

I. LES DONNEES MAGNETIQUES

A. ORIGINE DES DONNEES

Les données magnétiques utilisées proviennent de différents levés dont les principales caractéristiques techniques sont fournies dans les tableaux I et II. Ces levés peuvent être classés en trois groupes selon le type de prospection employée:

.trois levés aéromagnétiques effectués à des altitudes diverses: 3000m (France), 500m (Golfe de Gascogne), 600m (SAPA/SHELL), (Fig.7a),

.deux levés en mer réalisés au moyen de profils hydroremorqués: levés "Ouest-Bretagne *" et "Sud-Bretagne **", (Fig.7b),

.un levé magnétique au sol a enfin été réalisé en Baie d'Audierne pour étudier l'enracinement des massifs basiques et ultrabasiques connus à l'affleurement dans cette région (Fig.7c).

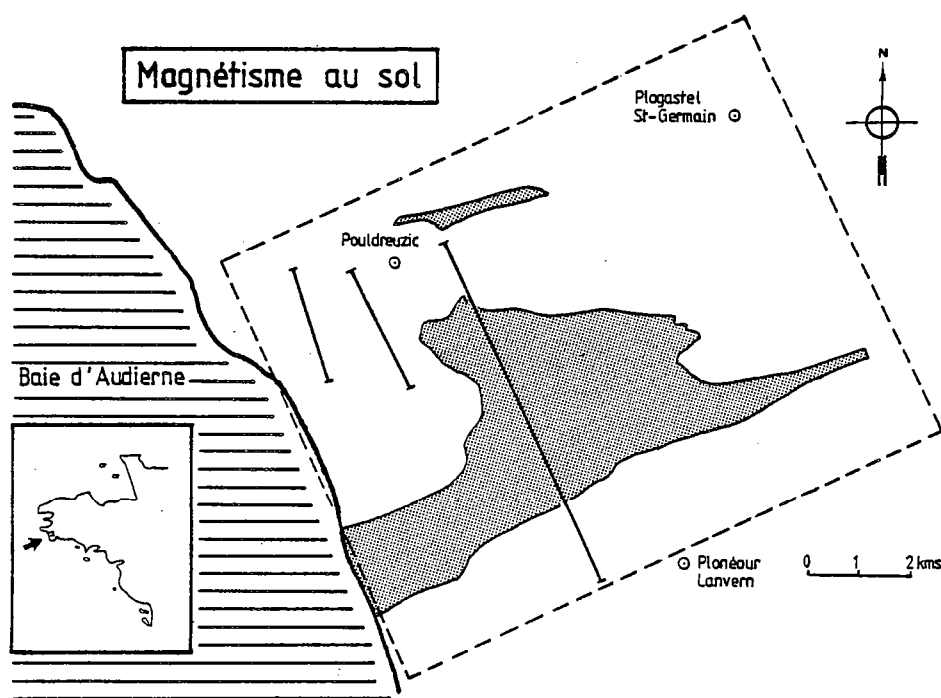


Fig.7 c : Localisation du levé magnétique au sol effectué en Baie d'Audierne.

----- limite de la carte magnétique (établie à partir de 200 stations de mesure)
 ———— profils interprétatifs [shaded box] massif basique et ultrabasique

*N.B.: Ces levés n'ayant pas reçu de nom "officiel" seront dénommés sous ces appellations.

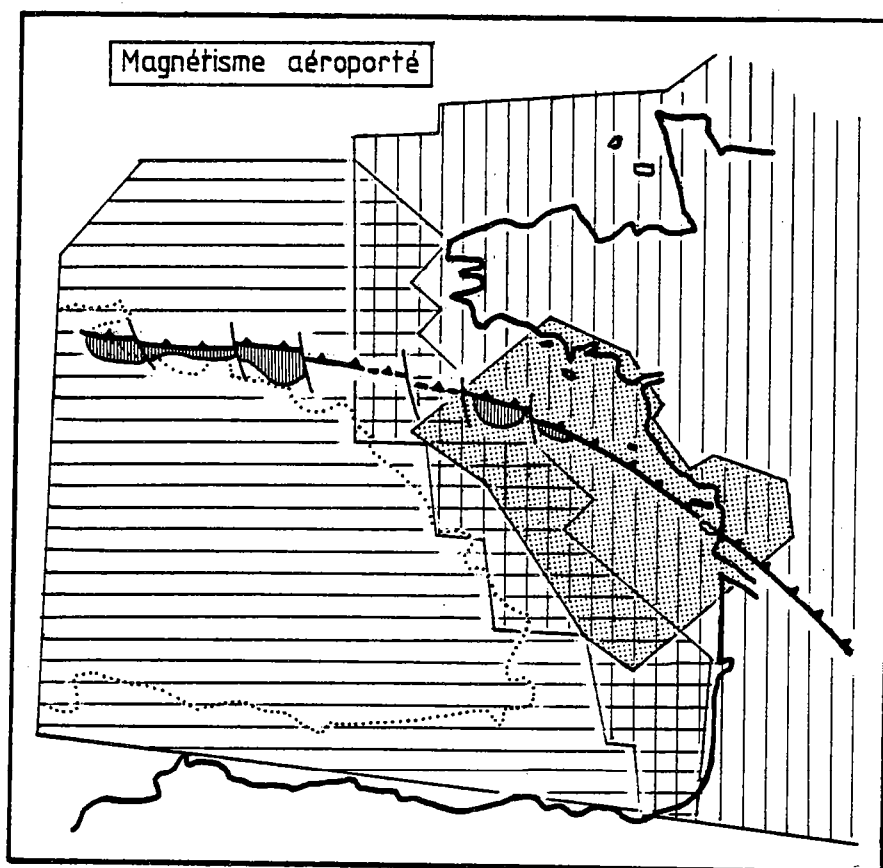




Fig.7a : Localisation des levés magnétiques aéroportés (caractéristiques ci-dessous) couvrant la "suture sud armoricaine"

 corps basiques supposés par Lefort (1981)
  Isobathe 4000m.




NOM DU LEVER	FRANCE	GOLFE DE GASCogne	SAPA/SHELL
Zone couverte (cf. Fig.7a)			
Année	1964 - 65	1969	1963
Opérateur	C.G.G.	C.G.G.	S.A.P.A.
Commanditaire	C.N.R.S.	C.N.R.S.	SHELL
Magnétomètre	C.S.F.	C.S.F.	Gulf Mark III
Altitude de vol	3000m	500m	600m
Espacement des profils	10km	10km	20km
Orientation des profils	Nord-Sud	N40° et N130°	N50°

Tableau I : Caractéristiques techniques des levés magnétiques aéroportés.

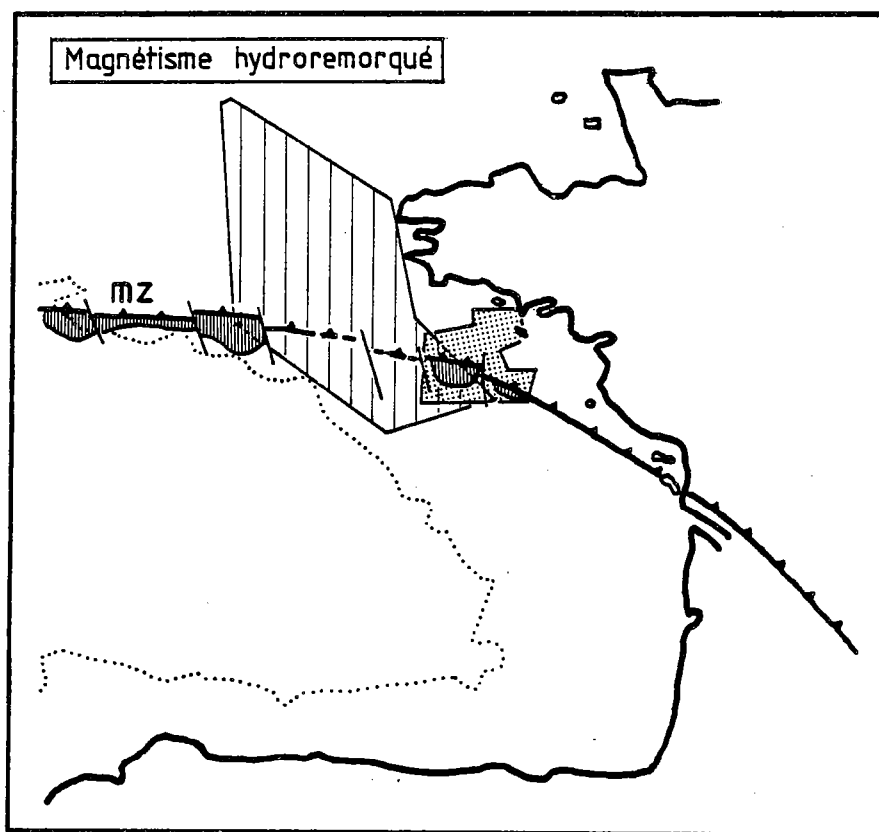


Fig.7b : Localisation des levés magnétiques hydroremorqués

MZ : zone de Meriadzek

NOM DU LEVER	"OUEST-BRETAGNE"	"SUD-BRETAGNE"
Zone couverte (cf. Fig.7b)		
Année	1965 - 1970	1974
Opérateur - Commanditaire	J. SEGOUFIN (I.P.G.P.)	J. SEGOUFIN et J.P. LEFORT
Assistance Technique	S.H.O.M.	C.N.E.X.O.
Système de radio-naviga- tion	TORAN	DECCA
Magnétomètre	Varian	Varian
Espacement des profils	1 à 2 km	5 à 10 km
Orientation des profils	NS et EW	N20°

Tableau II : Caractéristiques techniques des levés magné-
tiques hydroremorqués.

Les zones couvertes par ces différents levés ayant été reportées sur les figures 7a, b, c, on peut noter sur le plateau continental Sud-armoricain la très bonne couverture magnétique de la zone de suture proposée par Lefort (5 levés la recoupent partiellement au Sud de Groix et Belle-Ile). Plus à l'Ouest la zone de Meriadzek (Fig.7a) n'est couverte que par le seul levé du Golfe de Gascogne.

B. FORME DES DONNEES

Les mesures de l'intensité du champ total, généralement acquises lors du levé le long de lignes appelées profils magnétiques sont exploitables sous la forme d'anomalies de l'intensité du champ total après diverses corrections (enlèvement de la "diurne" et du champ normal).

1 - Les profils magnétiques

Ils constituent la forme originale des données. Sous cette forme sont disponibles les levés magnétiques suivants :

- . levé aéroporté de la France (3000m) pour la zone couvrant la suture proposée (exceptée la zone de Meriadzek)
- . levé aéroporté SAPA/SHELL (600m)
- . levé hydroremorqué "Sud-Bretagne".

Le traitement de ces profils originaux a pour but de fournir des indications sur la géométrie des sources dans le plan vertical

2 - Les cartes magnétiques d'isovaleurs

Elles résultent de l'interpolation des valeurs mesurées le long des différents profils d'un levé et constituent donc la forme interpolée des données. Sous cette forme, l'information réelle n'existe qu'à l'aplomb des profils le long desquels elle a été acquise tandis que l'information contenue entre les profils originaux, approximée au moyen de techniques numériques, peut être entachée des erreurs de calcul qui leur sont liées.

Ces cartes d'anomalies du champ total peuvent être également traitées, les cartes "transformées" s'avérant être en effet des outils particulièrement précieux pour l'interprétation de la géométrie des sources dans le plan horizontal. Ainsi un traitement de carte particulièrement adapté à ce problème de localisation en plan des corps magnétiques est celui de la "dérivation première/réduction au pôle" du champ.

Sous cette forme interpolée des données, sont disponibles les cartes magnétiques suivantes:

a. Cartes d'anomalies du champ total

-carte d'anomalies du champ total (France, 3000m) au 1/1000000e disponible sous deux formes, la première (édition CNRS, 1965) établie à partir des points P_1 lissés sur 110 secondes, la deuxième (édition BRGM, 1969) établie à partir des points P_2 lissés sur 11 secondes.

Ainsi "la première carte exprime particulièrement bien les anomalies dont l'origine est profonde alors que la deuxième laisse apparaître des anomalies d'origine proche de la surface" (Autran et Weber, 1971).

-carte d'anomalies du champ total (Golfe de Gascogne, 500m) au 1/1000000e, établie à partir des points P_2 distants de 400m (Le Borgne et al., 1971).

-carte d'anomalies du champ total du lever hydroremorqué "Ouest-Bretagne" (Segoufin, 1975).

b. Cartes "transformées"

.établies à partir du lever France 3000m (traitement IPG Paris):

-carte du champ réduit au pôle (3000m) (Le Mouel, 1969)

-carte du champ prolongé vers le haut à 13km (Le Mouel, 1969)

.établies à partir des leviers France 3000m et Golfe de Gascogne 500m (traitement IPG, Paris):

-cartes d'anomalies du champ total du Golfe de Gascogne étendu à l'intérieur des côtes françaises et prolongé aux altitudes de 3000m et 100m (Le Mouel, Inédit.).

.établie à partir du lever France 3000m (traitement BRGM) une carte de la dérivée première/réduite au pôle concernant le plateau continental Sud-armoricain (Horn, Munck et Muraour, 1974).

II. METHODES D'INTERPRETATION BIDIMENSIONNELLES

Le but de cette étude géophysique étant de modéliser les structures responsables des anomalies magnétiques reconnues par Lefort (1978, 1980), la démarche suivie pour leur interprétation peut se résumer en deux étapes:

-la première étape consiste à déterminer sur ces anomalies un certain nombre de critères **qualitatifs**. Ayant préalablement reconnu sur les cartes magnétiques la direction d'allongement (si du moins elle existe) des anomalies magnétiques étudiées, on sélectionnera en fonction de celle-ci, parmi les différents leviers disponibles, les profils magnétiques rabattus qui recoupent de la façon la plus satisfaisante (en pratique le plus proche de la perpendiculaire) cette direction d'allongement. Ayant ensuite isolé sur les profils ainsi sélectionnés les anomalies étudiées, on pourra d'après l'allure des courbes, se faire une idée du type de source magnétique rencontrée (corps ou faille)

-la deuxième étape consiste à rechercher à l'aide de méthodes **quantitatives** un modèle de source magnétique pouvant raisonnablement expliquer l'anomalie observée sur le profil sélectionné.

Cependant quelle que soit la méthode utilisée, cette modélisation se heurte à un obstacle majeur qui est l'**indétermination fondamentale des méthodes potentielles** (gravimétrie et magnétisme). En effet, si théoriquement il est toujours possible de calculer l'anomalie due à un modèle (problème direct), une anomalie par contre peut être expliquée par plusieurs structures sources possibles (problème indirect).

Il ne faudra donc jamais perdre de vue le fait que "la solution trouvée n'exclut aucunement la possibilité d'existence d'autres solutions tout aussi valables" (Kiro, 1980). Seule la connaissance de certains paramètres géométriques ou physiques des sources ainsi que celle de la géologie régionale permettront d'éliminer un certain nombre de solutions.

A. METHODES DIRECTES

On peut ranger dans cette catégorie les méthodes qui formulées en terme de **problème direct** consistent à comparer l'anomalie observée avec différentes anomalies calculées à partir de structures de géométrie fixée, la structure retenue comme modèle de source acceptable étant celle dont l'effet calculé se rapproche le plus de l'effet observé (Fig.8a).

Dans les premières méthodes directes utilisées (Parker Gay, 1963), l'anomalie expérimentale est comparée directement (par superposition au moyen de calques) à des anomalies calculées pour différents paramètres variant de manière progressive.

Ces anomalies calculées étant reproduites dans des catalogues d'abaques, la mise en oeuvre de ces premières méthodes s'est vite avérée d'un emploi fastidieux.

L'apparition de méthodes numériques permettant de calculer rapidement l'anomalie magnétique due à des structures de forme polygonale (Talwani, 1964; Vacquier, 1972) a permis de s'affranchir de l'usage des volumineux catalogues d'abaques précédemment évoqués: partant d'une certaine idée de la structure, on en calcule l'anomalie magnétique, puis par déformations successives de la structure, on retient celle qui conduit à la meilleure correspondance entre les valeurs observées et calculées (Vigneresse, 1978). Un exemple de programme TALWANI adapté en langage conversationnel à la HP 9845 (en collaboration avec Francis MASSOT) est donné en Annexe.

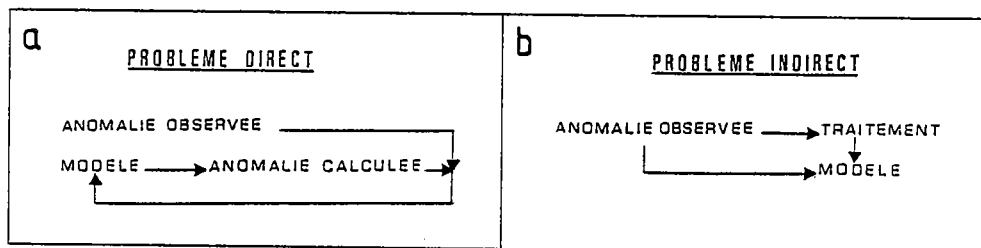


Fig.8 : Formulation du problème direct (a) et du problème indirect (b) (d'après Vigneresse, 1978).

B. METHODES INDIRECTES

On peut ranger dans cette catégorie les méthodes qui formulées en terme de **problème indirect** consistent à évaluer à partir de l'anomalie mesurée un certain nombre de

paramètres géométriques (profondeur et largeur des corps, pendage éventuel) et physiques (susceptibilité et aimantation des sources) (Fig.8b).

Les méthodes dites "inverses" (Courtilot et al., 1974; Huestis et Parker, 1977; Vignerresse, 1977) peuvent à ce titre être considérées comme un cas particulier des méthodes indirectes; non employées dans cette étude, elles ne seront mentionnées ici que pour mémoire. Les autres méthodes indirectes peuvent être scindées en deux groupes: les méthodes indirectes graphiques et les méthodes indirectes numériques.

Parmi ces dernières, deux méthodes (Spector et Grant, 1970; Nabighian, 1972) appliquées au traitement des données étudiées feront l'objet d'un développement particulier.

1 - Les méthodes indirectes graphiques

Apparues dans les années cinquante, ces méthodes sont historiquement les premières méthodes d'interprétation à avoir été employées:

.la première génération de ces méthodes graphiques (Peters, 1949; Solokov, 1956; Favre, 1962) s'emploie à évaluer la profondeur du toit des structures magnétiques au moyen de constructions graphiques rudimentaires (utilisation de points d'inflexion et de tangentes à la courbe) et de formules simples reliant la profondeur aux paramètres trouvés graphiquement.

.la seconde génération de ces méthodes graphiques, plus précises mais de mise en oeuvre plus longue que les précédentes (Bruckshaw et Kunaratnam, 1963; Grant et Martin, 1966; Koulomzine et al., 1970) permet d'obtenir plusieurs paramètres du corps perturbateur (profondeur, largeur, pendage, susceptibilité) par l'utilisation conjointe de constructions graphiques assez élaborées et d'abaques.

En fait certaines de ces méthodes "graphiques" peuvent, sous une forme automatisée, être classées également parmi les méthodes "numériques": c'est le cas de la méthode Koulomzine qui adaptée à la HP 9821A a été utilisée dans cette étude.

2 - Les méthodes indirectes numériques

Conçues sous forme de programme de traitement informatique des données, ces méthodes permettent d'obtenir de façon automatique les valeurs de certains paramètres caractéristiques des sources (Mac Grath et Hood, 1970; Naudy, 1971).

Ces méthodes numériques parfois itératives (Mac Grath et Hood, 1973; Galdeano, 1980) font souvent appel à des notions connues en "traitement du signal". L'anomalie étudiée, perçue alors en tant que signal, est traitée au moyen de filtres numériques.

Ces filtrages peuvent être effectués dans deux domaines possibles: le domaine spatial et le domaine fréquentiel, le passage d'un domaine à l'autre se faisant par l'intermédiaire d'une transformation de Fourier discrète.

a. Rappels sur la transformation de Fourier discrète

La transformation de Fourier discrète (TFD) d'un vecteur \vec{a} de dimension N et de composante a_k à valeurs dans \mathbb{C} consiste à calculer le vecteur \vec{A} de dimension N dont les

composantes A_j à valeurs dans \mathbb{C} sont données par la relation

$$A_j = \frac{1}{N} \sum_{K=1}^N a_K e^{\frac{-2\pi i(j-1)(K-1)}{N}} \quad \text{avec } i = \sqrt{-1} \quad (1)$$

$j=1, N$

La transformation de Fourier discrète inverse (TFD⁻¹) consiste à partir du vecteur transformé \vec{A} à revenir au vecteur de départ \vec{a} à l'aide de la relation suivante:

$$a_K = \sum_{j=1}^N A_j e^{\frac{2\pi i(j-1)(K-1)}{N}} \quad (2)$$

$K=1, N$

Remarquant dans les relations (1) et (2) que la transformation de Fourier Discrète d'un vecteur peut en fait se ramener au calcul du produit scalaire de ce vecteur par un vecteur dont les composantes sont les puissances nièmes d'une exponentielle complexe, on peut évaluer le nombre d'opérations nécessaires au calcul de la transformée de Fourier d'un vecteur de dimension N à N^2 multiplications et $N(N-1)$ additions.

b. Les algorithmes de transformation de Fourier Rapide discrète

Cooley et Tuckey (1965), utilisant les propriétés de périodicité de l'exponentielle complexe ont décrit un algorithme dit de transformation de Fourier Rapide (en anglais FFT: Fast Fourier Transform) qui permet de réduire considérablement le nombre d'opérations (et donc le temps de calcul sur ordinateur), cet algorithme étant particulièrement performant dans le cas où le nombre de composantes du vecteur à transformer est un multiple de 2. Un

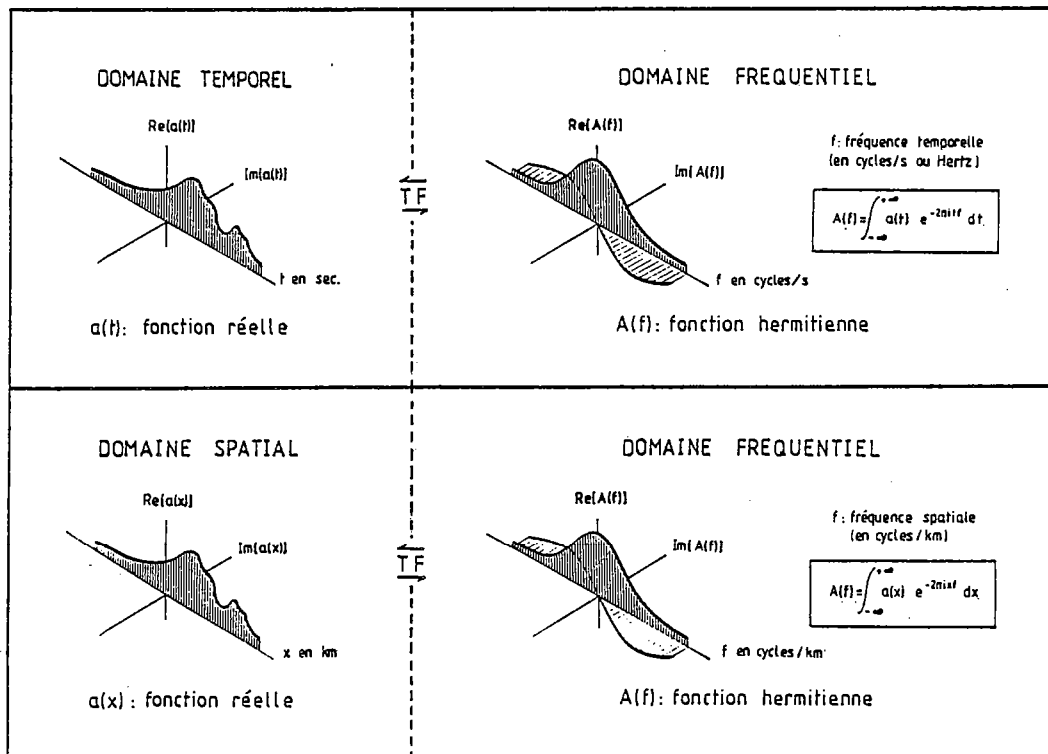


Fig.9 : Effet du passage en domaine fréquentiel d'un signal continu (temporel ou spatial).

autre algorithme de TFR, celui de Gentleman et Sande (1966), est en fait une variante de celui de Cooley et Tuckey.

La transformation de Fourier étant à la base de l'analyse spectrale de certains signaux tels que les fonctions temporelles ou spatiales (Fig.9), ces algorithmes de TFR sont applicables d'une manière générale à l'étude de ces mêmes signaux discrétisés (au moyen d'un processus d'échantillonnage) et en particulier à l'étude des anomalies magnétiques considérées alors comme des signaux spatiaux (Hahn, 1965; Gudmunsson, 1966).

c. Application de la TFD à l'analyse spectrale d'un profil magnétique

c1. Spectre d'une fonction continue

Les variations du champ magnétique le long d'un profil pouvant être représentées par une fonction continue $a(x)$ à valeurs réelles (Intensité du champ), son spectre $A(f)$ calculé au moyen de l'intégrale de Fourier (TF) a la propriété d'être une fonction hermitienne: sa partie réelle est paire et sa partie imaginaire impaire (Fig.9 et 10).

c2. Spectre d'une fonction échantillonnée

Le fait d'échantillonner (dans le domaine spatial) à un pas DX cette fonction $a(x)$ en une suite de N valeurs discrètes réelles a_k va entraîner dans le domaine fréquentiel un phénomène de périodicité du spectre de la fonction non échantillonnée (continue), cette période étant égale à $1/DX$ (Fig.10). Le motif de ce spectre est constitué par la série des coefficients de Fourier A_j ($j=1, N$) à chacun desquels est associée une fréquence $f_j = (j-1)/N \cdot DX$ exprimée en cycle/km. Du fait de la périodicité de ce spectre la plus haute fréquence contenue dans le motif de base est égale à $1/2DX$ (fréquence de Nyquist) (Fig.10).

Il résulte de ceci qu'une fonction ne sera bien représentée par un échantillonnage régulier que si le pas d'échantillonnage adopté est égal au moins au double de la plus élevée des fréquences composantes de cette fonction.

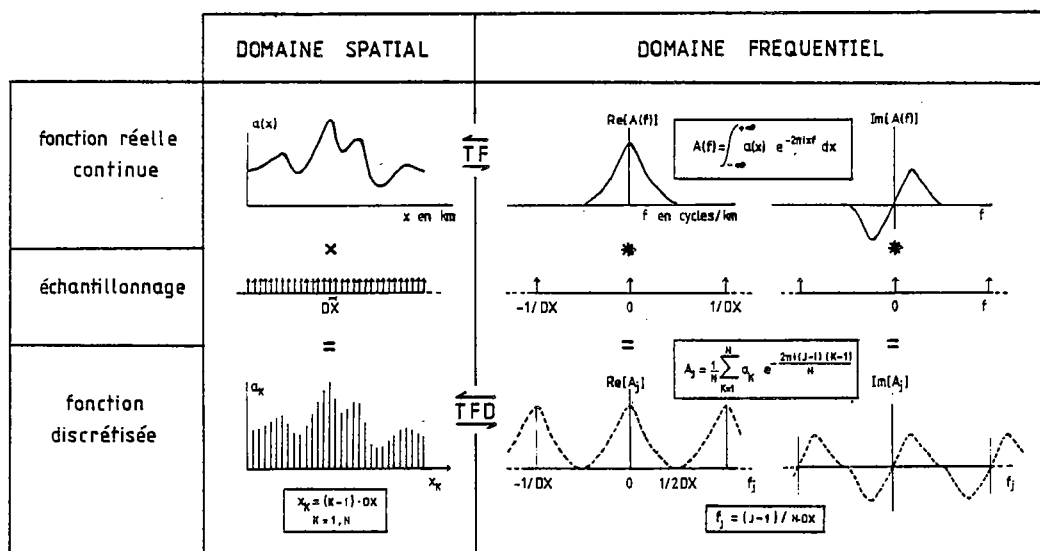


Fig.10 : Effet du processus d'échantillonnage sur le spectre d'une fonction continue.

Sans cette précaution, la reconstitution exacte de la fonction originale à partir de son spectre (au moyen d'une transformation de Fourier inverse) ne sera plus possible du fait de l'apparition du phénomène connu sous le nom d'"Aliasing" ou "Repliement du Spectre" (Pieuchot, 1978).

d. Filtrage en domaine fréquentiel

d1. Intérêt du filtrage fréquentiel

L'intérêt du filtrage fréquentiel par rapport au filtrage spatial réside:

.dans une plus grande commodité d'application des filtres: les convolutions utilisées dans le domaine spatial sont remplacées avantageusement dans le domaine fréquentiel par de simples multiplications (Fig.11)

.dans une meilleure "visualisation" de l'opération même de filtrage: la connaissance du spectre rend en effet plus aisé le choix de certains paramètres du filtre (ex.: la fréquence de coupure dans le cas d'un filtrage passe-bas) (Fig.11).

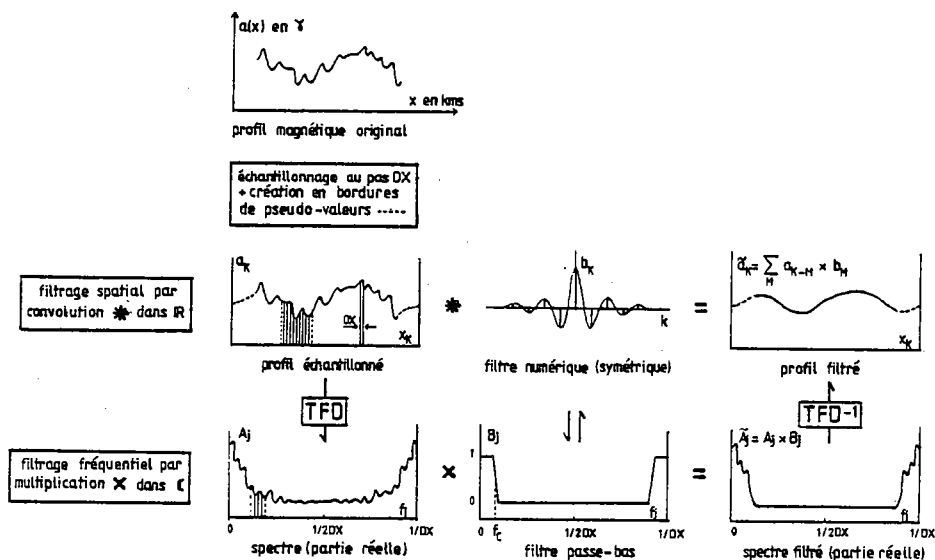


Fig.11 : Comparaison filtrage spatial/filtrage fréquentiel.
(seule la partie réelle du spectre a été représentée)

Ainsi, lors de l'utilisation de transformations focalisantes (transformations amplifiant les hautes fréquences) telles que le prolongement vers le bas ou les dérivations premières et secondes où il existe un risque d'amplifier de façon gênante les hautes fréquences non significatives du spectre (liées au bruit d'échantillonnage et de calcul), la connaissance préalable du spectre permettra d'appliquer avant le filtre focalisant un premier filtre passe-bas dont la fréquence de coupure aura été choisie de façon adéquate.

d2. Contraintes du filtrage fréquentiel

Ayant choisi un pas d'échantillonnage convenable il importe que la distribution du champ magnétique soit "périodiquement lisse" à ce pas (Gérard, 1980). En effet pour que le champ le long d'un profil magnétique puisse être intégralement reconstitué à partir des coefficients calculés lors de l'analyse de Fourier (Transformée de Fourier Directe) il importe que ce champ ne présente pas de discontinuités importantes si on veut éviter lors de la synthèse de Fourier (Transformée de Fourier inverse) l'apparition du phénomène de

EXPRESSION NUMERIQUE DES COEFFICIENTS ($b_K \in R$) DU FILTRE SPATIAL (symétrique par rapport à $b_0 \Rightarrow b_{-K} = b_K$)			EXPRESSION NUMERIQUE DES COEFFICIENTS ($B_j \in C$) DU FILTRE FREQUENTIEL (symétrique par rapport à la fréquence de Nyquist $\Rightarrow B_{N-j+1} = B_j$ pour $j = 1, N$)	
b_K ($K \neq 0$)			b_K ($K=0$)	
FILTRAGE PASSE - BAS (f_c : fréquence de coupure)			$b_K = \frac{\sin(2K\pi f_c)}{2\pi K}$	
PROLONGEMENT de $\Delta Z = h \cdot DX$ ($h \in Z$)	VERTICALE	vers le haut $\Delta Z > 0$ et $h > 0$ vers le bas ($\Delta Z < 0$ et $h < 0$)	$b_K = \frac{h}{\pi} \frac{(-1)^K e^{i\pi h} - 1}{h^2 + K^2}$	
		Première	$b_0 = \frac{i\pi h}{\pi h}$	
		Seconde	$b_0 = \frac{i\pi h}{\pi h}$	
DERIVATION	VERTICALE	Ordre n	$b_K = \frac{(-1)^K - 1}{\pi K^2}$	
		Première	$b_0 = \pi/2$	
		Seconde	$b_0 = \pi^2/3$	
INTEGRATION	VERTICALE	Ordre n	$b_K = \frac{(-1)^K - 1}{\pi K^2}$	
		Première	$b_0 = \pi/2$	
		Seconde	$b_0 = \pi^2/3$	
REDUCTION AU POLE (I : Inclinaison magnétique)	VERTICALE	Ordre n	$b_K = \frac{(-1)^K - 1}{\pi K^2}$	
		Première	$b_0 = \pi/2$	
		Seconde	$b_0 = \pi^2/3$	

Tableau III : Expressions numériques (dans les domaines spatial et fréquentiel) des principaux filtres employés en traitement des données aéromagnétiques.

Gibbs traduit par la présence d'ondulations décelables de part et d'autre de cette discontinuité.

La principale discontinuité que l'on trouve en pratique au niveau d'un profil magnétique est l'écart qui existe généralement entre les valeurs du champ à chacune de ses extrémités (Fig.11). Cette discontinuité potentielle peut être artificiellement supprimée par l'adjonction à chaque extrémité du profil de pseudo-valeurs destinées à périodiser le champ de la manière la plus lisse possible (Fig.11). Ceci revient physiquement à ajouter des pseudo-sources latérales dont l'effet bien que omniprésent dans les résultats de l'analyse fréquentielle sera rejeté essentiellement dans les bordures lors de la synthèse de Fourier (Gérard, 1980).

*Remarque

Cette contrainte de création de pseudo-valeurs en bordures existe également en filtrage spatial, le nombre de pseudo-valeurs créées à chaque extrémité du signal avant convolution par le filtre spatial devant être égal au moins à la moitié du nombre de termes du filtre (moitié de sa "longueur"). Sans cette précaution des effets de bord (ou effets transitoires) viennent se greffer sur les bordures du signal filtré.

e. Filtrages employés en traitement des données magnétiques

Les principaux filtres utilisés pour le traitement des profils magnétiques peuvent être classés en 3 groupes selon leur mode d'action sur le contenu spectral des profils (les expressions numériques des filtres en domaine spatial et fréquentiel figurant en tableau III).

e1. filtres "adoucissants"

Ces filtres amplifiant les basses fréquences du spectre renforcent l'effet des sources profondes au détriment des sources superficielles, provoquant sur les anomalies filtrées un phénomène de coalescence. Parmi ces filtres on peut citer:

.le prolongement vers le haut

Le champ magnétique H étant une fonction harmonique obtenue par dérivation d'un potentiel vérifie l'équation de Laplace:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0$$

En conséquence le fait de connaître les valeurs du champ magnétique à une altitude z_0 permet théoriquement de calculer au moyen d'un prolongement analytique les valeurs de champ à n'importe quelle autre altitude $z = z_0 + \Delta z$ (Problème de Dirichlet).

Dans le cas où $\Delta z > 0$, on parlera de **prolongement vers le haut**.

.le **filtrage passe-bas** permet par l'intermédiaire du choix d'une fréquence de coupure de ne conserver que l'information basse-fréquence du profil correspondant à l'effet des sources profondes. On peut citer également dans cette catégorie pour mémoire (car peu employée) l'**intégration du champ** à l'ordre n selon la verticale.

e2. filtres "focalisants"

Ces filtres amplifiant les hautes fréquences du spectre renforcent l'effet des sources superficielles au détriment des sources profondes entraînant un phénomène de focalisation

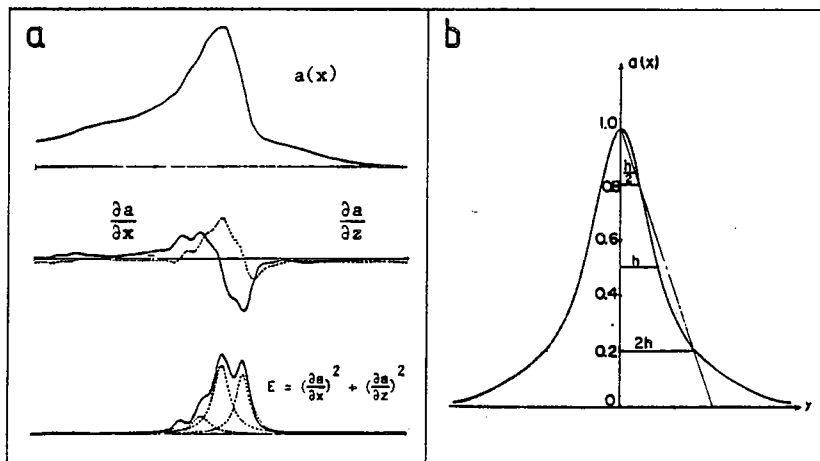


Fig.12 : Méthode de Nabighian, (a): calcul du signal analytique à partir de l'anomalie et décomposition de ce signal en une série de "pics" ; (b): calcul de la profondeur h d'un coin à partir d'un "pic".

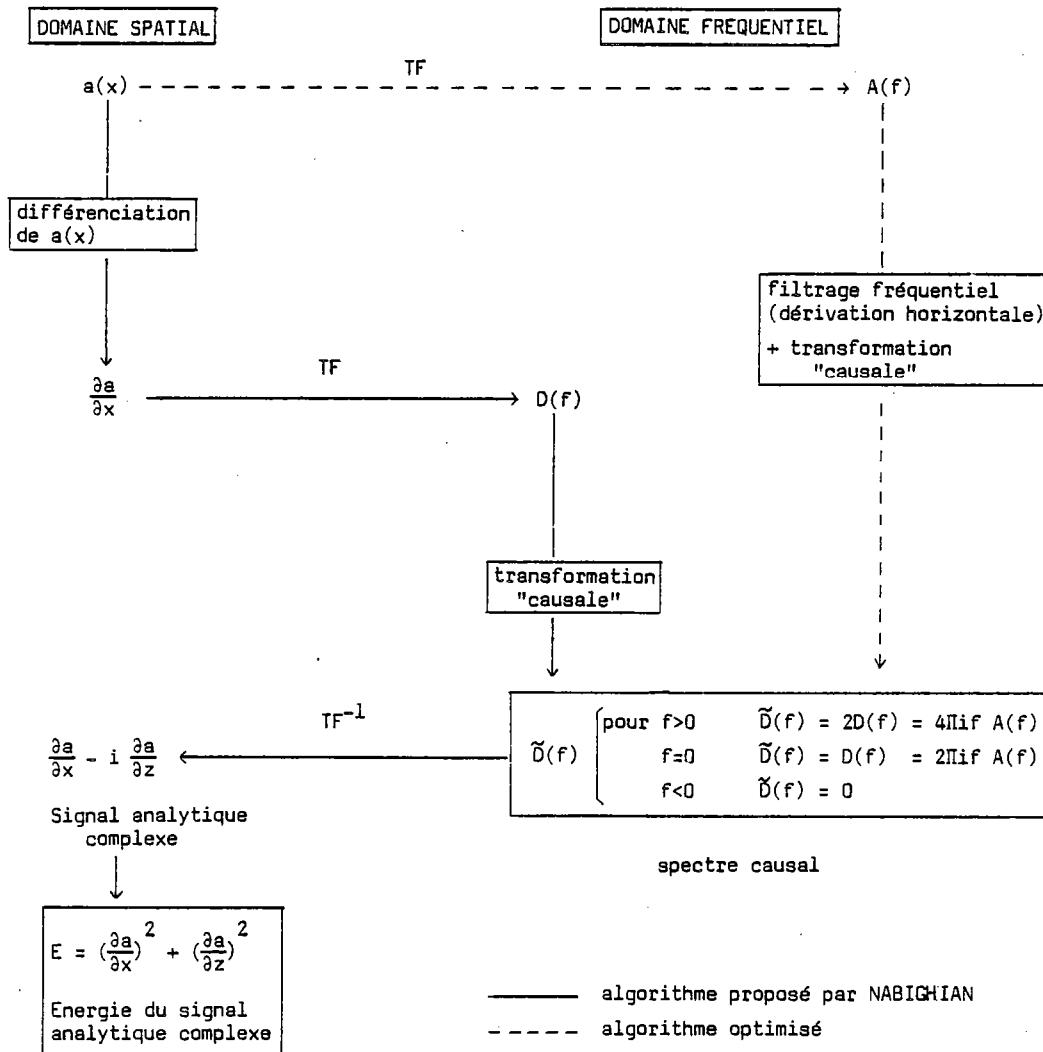


Tableau IV : Organigramme de calcul du signal de Nabighian.

et de séparation accrue sur les anomalies filtrées. On peut ranger dans cette catégorie:

- .le **prolongement vers le bas** qui permet de recalculer le champ à une altitude inférieure ($\Delta Z < 0$) ne dépassant toutefois pas la profondeur des sources (en dessous de ces dernières le prolongement n'a plus de sens)
- .les **dérivations du champ à l'ordre n selon la verticale** qui sont surtout utilisées au premier et second ordre. La dérivée première (ou gradient vertical) a la propriété de supprimer l'effet d'un gradient régional linéaire
- .les **dérivations du champ à l'ordre n selon l'horizontale** qui d'usage peu courant ont été toutefois employées par Nabighian (1972).

e3. filtres particuliers

Certains filtres amplifient enfin d'une manière égale toutes les fréquences du spectre. C'est le cas de la **réduction au pôle** qui consiste à recalculer les valeurs des anomalies sous un champ de direction verticale tel qu'il existe au pôle. Son emploi est destiné à corriger le décalage (dû à l'obliquité du champ) de la position des anomalies par rapport à celle des sources responsables.

f. Méthodes numériques spatiales

Galdeano (1980) choisissant de travailler dans le domaine spatial emploie pour évaluer (à travers la détermination de "profils de convergence") la profondeur des sources le long d'un profil, un algorithme itératif qui utilise à chaque étape une combinaison de filtres spatiaux de prolongement vers le bas et de dérivation verticale. Cette méthode exploite le fait que la différence ("Résidu R") entre les valeurs de l'anomalie prolongée vers le bas et celles obtenues à partir du calcul de son développement de Taylor (à un ordre N fixé) se met à croître exponentiellement au voisinage de la source.

Les "profils de convergence" déterminés à partir du calcul en chaque point du profil des résidus d'ordre N se présentent alors comme une juxtaposition d'hyperboles élémentaires dont les sommets définissent la profondeur des sources (Galibert, 1981).

g. Méthodes numériques fréquentielles

Deux de ces méthodes utilisées dans cette étude, celle de Nabighian et celle de Spector/Grant ont la particularité de travailler toutes deux sur un signal à valeur d'énergie.

g1. Méthode de Nabighian

Nabighian (1972) a mis au point une méthode qui, appliquée à une anomalie magnétique isolée, permet de déterminer la position géométrique des différents coins de la structure magnétique (supposée être de section polygonale) responsable de cette anomalie.

Cette méthode peut se résumer à 2 étapes:

- .la première étape consiste à calculer à partir de l'anomalie observée un signal analytique complexe, obtenu par transformation (à valeur de filtrage) en domaine fréquentiel, dont les parties réelles et imaginaires sont respectivement les dérivées horizontales et verticales du champ. L'énergie contenue dans ce signal analytique se manifestant sous la forme d'une série de pics (Fig.12a) situés à l'aplomb de chacun des coins de la structure, le nombre de coins ainsi que leur position relative dans le plan horizontal peuvent être ainsi appréhendés à la fin de cette première étape,
- .la deuxième étape (bien qu'améliorée dans un second article additionnel: Nabighian, 1974) se révèle d'application très délicate. Les différents pics du signal énergie, la plupart du temps coalescents, doivent en effet être décomposés en des pics symétriques en forme

de "cloches" (en anglais Bell-Shaped). Sur chacun de ceux-ci une construction graphique simple (profondeur du coin = demi-largeur du pic à mi-hauteur) permet théoriquement d'obtenir la profondeur de chaque coin (Fig.12b).

Ayant constaté en pratique que la phase "décomposition des pics" était d'une approche assez subjective et donc une source d'erreurs importantes dans la détermination de la profondeur des coins, nous avons préféré nous contenter des résultats obtenus dans la première étape pour contraindre les résultats apportés par d'autres méthodes.

L'algorithme proposé par Nabighian dans la première étape, utilisant le fait que les dérivées horizontales et verticales ont la propriété d'être les transformées de Hilbert l'une de l'autre, a été optimisé en diminuant le nombre d'opérations destinées à obtenir le spectre du signal analytique complexe (Tab.IV).

g2.Méthode de Spector/Grant

Cette méthode basée sur l'analyse des spectres d'énergie de cartes et profils magnétiques a pour but de donner des indications sur la répartition et la profondeur des sources dont la distribution (considérée de façon statistique) est censée s'organiser en un ou plusieurs ensembles de sources situées à diverses profondeurs (Fig.13a).

- Représentations du spectre d'énergie

Dans le cas bidimensionnel (profil), le spectre d'énergie s'obtient facilement après analyse de Fourier du profil échantillonné, l'énergie contenue dans chaque fréquence f_j du spectre étant en effet calculée à partir des coefficients complexes de Fourier A_j (associés à chaque fréquence $f_j = (j-1)/NDX$)

$$E(f_j) = [R_e(A_j)]^2 + [I_m(A_j)]^2$$

Le spectre d'énergie (représenté généralement sous forme logarithmique) déterminé au moyen de cette formule brute est caractérisé (Gérard, 1980) par:

- une décroissance "régulière" lorsque croît la fréquence
- des variations très rapides, sans cohérence d'une fréquence à l'autre, mais pouvant être très intenses, assimilables à l'effet d'un bruit aléatoire.
- des variations intermédiaires.

Une étude de spectre d'énergie nécessitant l'atténuation des variations aléatoires, l'application préalable d'un filtre destiné à "stabiliser" le spectre brut s'impose la plupart du temps. Green (1972) recommandant à cette fin l'application par convolution d'un filtre triangulaire, nous avons adopté un filtre de ce type comportant trois termes dont les coefficients ont été fixés après plusieurs essais aux valeurs de $\frac{2}{7}$, $\frac{3}{7}$, $\frac{2}{7}$. En pratique le spectre brut d'une anomalie isolée s'avérant être souvent assez stable, le filtre précédemment défini a été seulement appliqué aux spectres d'énergie de profils comportant plusieurs anomalies.

- Application bidimensionnelle de la méthode de Spector/Grant

La méthode initialement exposée par Spector et Grant (1970) ayant été conçue dans un cadre d'application tridimensionnelle (étude de spectre d'énergie de cartes magnétiques) Green (1972, 1976) a repris les principaux résultats de leur étude en les adaptant au cas bidimensionnel (profils magnétiques) montrant par ailleurs que cette méthode, outre son intérêt majeur dans l'étude statistique de profils comportant plusieurs anomalies, était également applicable à l'étude de profils ne comportant qu'une seule anomalie.

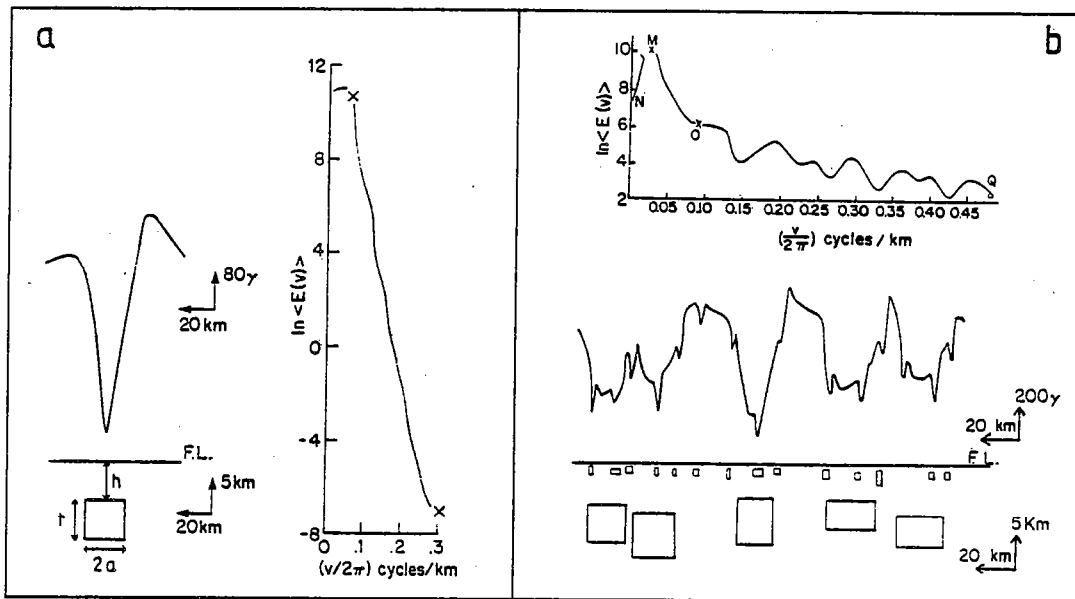


Fig.13 : a- Profil magnétique ne comportant qu'une anomalie unique et spectre d'énergie correspondant (d'après Green, 1972).

b- Profil magnétique du à deux ensembles de sources et spectre d'énergie correspondant (NMO: partie du spectre liée aux sources profondes ; OQ: partie du spectre liée aux sources superficielles)(d'après Green, 1972).

- Spectre d'énergie d'un profil comportant une anomalie unique

Supposant que cette anomalie est due à un corps magnétique situé à la profondeur h , de largeur $2a$ et d'épaisseur t (Fig.13a), Green a montré que le spectre d'énergie du profil correspondant pouvait se mettre sous la forme d'un produit de facteurs

$$E(f) = 4\pi^2 K^2 R_T R_K S C P \quad (1)$$

Les trois premiers termes K , R_T , R_K sont indépendants de la fréquence:

- . K étant le moment magnétique par unité de volume
- . R_T étant un terme dépendant du champ magnétique
- . R_K étant un terme dépendant du moment magnétique

Les trois derniers termes S , C et P dépendent de la fréquence f :

le terme largeur S
(a : demi-largeur du corps)

$$S = \left(\frac{\sin 2\pi f a}{2\pi f a} \right)^2$$

le terme épaisseur C
(t : épaisseur du corps)

$$C = (1 - e^{-2\pi f t})^2$$

le terme profondeur P
(h : profondeur du corps)

$$P = e^{-4\pi h f}$$

N.B: Green ayant évalué les différents termes du spectre d'énergie en fonction de la fréquence angulaire v (exprimée en radian/km) nous avons préféré évaluer ces différents termes en fonction de la fréquence f exprimée en cycle/km ($v = 2\pi f$).

- Spectre d'énergie d'un profil comportant plusieurs anomalies (Fig.13b)

L'étude de ce spectre nécessite une approche statistique. Supposant que les valeurs des paramètres géométriques de demi-largeur a , d'épaisseur t , de profondeur h , des différents corps magnétiques responsables des anomalies observées sont distribuées autour de valeurs moyennes \bar{a} , \bar{t} , et \bar{h} , Green (1972) a montré que la formule (1) restait valable si on en intégrait toutefois les différents termes compte tenu de la distribution des paramètres géométriques évoqués ci-dessus:

$$(S) = \frac{1}{2\bar{a}} \int_0^{2\bar{a}} \left(\frac{\sin 2\pi f a}{2\pi f a} \right)^2 da \quad (2) \quad \text{avec } 0 < a < 2\bar{a}$$

$$(C) = \frac{1}{2\bar{t}} \int_0^{2\bar{t}} (1 - e^{-2\pi f t})^2 dt \quad (3) \quad \text{avec } 0 < t < 2\bar{t}$$

$$(P) = \frac{1}{2\Delta h} \int_{\bar{h} - \Delta h}^{\bar{h} + \Delta h} e^{-4\pi h f} dh \quad (4) \quad \text{avec } h = \bar{h} \pm \Delta h$$

Le calcul et l'effet des termes (S) et (C) figurent en Annexe.

- Calcul et effet du terme profondeur (P)

Intégrant l'expression (4) on peut faire apparaître un terme comportant un sinus hyperbolique qui peut se simplifier sous certaines conditions:

$$\begin{aligned} (P) &= \frac{1}{2\Delta h} \int_{\bar{h} - \Delta h}^{\bar{h} + \Delta h} e^{-4\pi h f} dh = \frac{e^{-4\pi \bar{h} f}}{8\pi \Delta h f} (e^{4\pi \Delta h f} - e^{-4\pi \Delta h f}) \\ &= e^{-4\pi \bar{h} f} \frac{\sinh(4\pi \Delta h f)}{4\pi \Delta h f} \sim e^{-4\pi \bar{h} f} \quad \text{si} \quad \begin{array}{l} \Delta h < \bar{h}/2 \\ \text{et} \\ f < \frac{1}{2\pi \bar{h}} \end{array} \end{aligned}$$

L'expression du terme profondeur calculée pour un ensemble de corps est alors identique à celle établie pour un corps unique.

Le terme profondeur étant des trois termes ((P), (S), (C)) dépendant de la fréquence, celui qui agit de façon prépondérante sur le gradient du spectre d'énergie, ce dernier sera caractérisé sous sa forme logarithmique (népérien) par une ou plusieurs pentes déterminant un ou plusieurs ensembles de sources (Fig.13a) dont les profondeurs pourront être estimées à partir du calcul de ces pentes (au moyen d'une méthode de moindres carrés par exemple). La valeur de cette pente est en effet en première approximation égale à $4\pi \bar{h}$ si on néglige (cas général) l'influence du terme largeur (Gérard et Griveau, 1972; Leprêtre, 1974; Negi, Agrawal et Rao, 1983). La profondeur étant dans cette hypothèse

légèrement surestimée, Green (1972) recommande, pour améliorer la précision de la méthode, d'effectuer une "correction de largeur" sur le spectre d'énergie. Cette opération consiste à partir d'une estimation de la largeur des sources, à évaluer le terme largeur (S) pour chaque fréquence du spectre (le calcul pratique du terme largeur (S) figurant en Annexe), puis ayant retranché ce terme du spectre d'énergie, à calculer la profondeur d'après les pentes observées sur le spectre d'énergie corrigé.

En pratique, l'application de cette correction de largeur n'a été envisagée dans cette étude que dans les cas où les largeurs évaluées au niveau des structures étudiées se sont avérées particulièrement importantes ($> 20\text{km}$).

MODELISATION MAGNETIQUE DE LA "SUTURE" SUD-ARMORICAINE

I. INTRODUCTION A LA MODELISATION

A. EXPRESSIONS GEOPHYSIQUES DE LA "SUTURE" SUD-ARMORICAINE

Pour Lefort (1979) cette suture potentielle trouve sa principale expression géophysique en Magnétisme à travers une série d'anomalies positives de forte amplitude qui dessinent un "linéament" assez remarquable (que nous désignerons désormais sous le terme global de **marqueur magnétique**) qui s'étend sur une longueur de près de mille kilomètres depuis la Terrasse de Meriadzek à l'Ouest jusqu'à l'intérieur du Bassin Aquitain à l'Est (Fig.14).

Secondairement cette "suture" semble posséder localement une signature en sismicité et gravimétrie.

-Les données instrumentales de sismicité naturelle du plateau sud-armoricain semblent en effet s'inscrire sur un linéament (S-Line sur la figure 15a) dont le tracé quoique non confondu est à rapprocher de celui défini en Magnétisme.

-Enfin, en gravimétrie Lefort (1979) définit sur ce même plateau deux domaines de styles gravimétriques différents qu'il sépare grossièrement au moyen d'une limite (G. Line sur la figure 15b) de direction voisine des marqueurs magnétique et sismique (S. Line) définis précédemment.

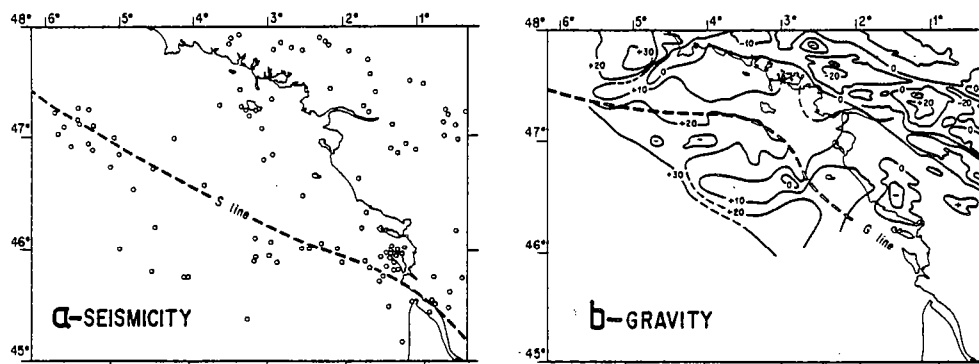


Fig.15 : Expressions géophysiques de la "suture sud-armoricaine". a: sismicité (S-ligne) ; b: gravimétrie (G-ligne) (d'après Lefort et al., 1982).

B - LE PROBLEME DE LA CONTINUITE DU MARQUEUR MAGNETIQUE

Si en première approche, le marqueur magnétique semble présenter au point de vue directionnel des caractères de continuité depuis Meriadzek jusqu'au Bassin Aquitain, une analyse critique plus détaillée révèle l'existence d'une zone C (située entre 4°30W et 6°W) où cette continuité semble interrompue tant au point de vue directionnel qu'au point de vue expression géophysique (absence notable de fortes anomalies magnétiques) (Fig.14).

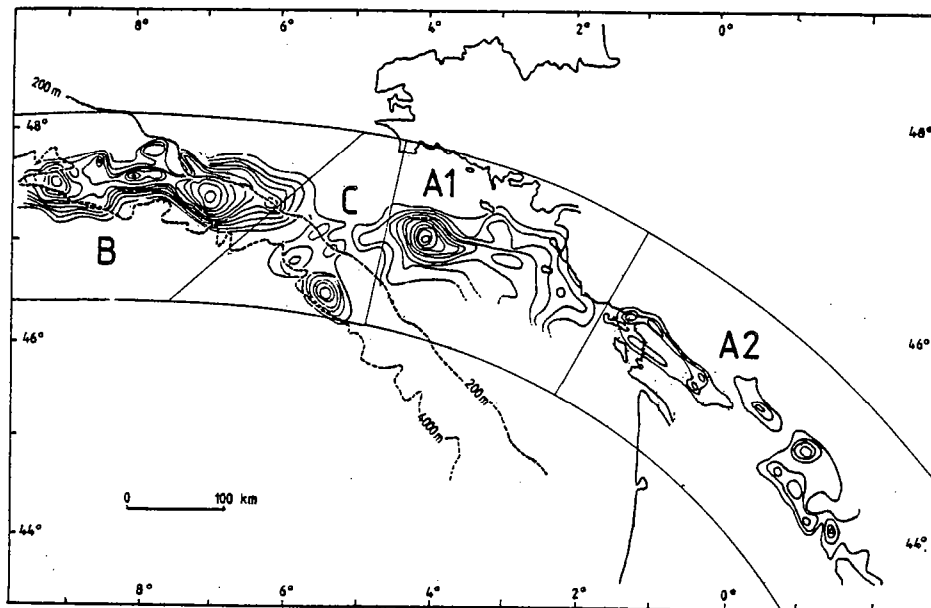


Fig.14 : Contexte géographique du marqueur magnétique étudié. A1: plateau continental ; A2: Bassin Aquitain ; B: zone de Meriadzek (pente continentale); C: zone "clé" où se pose le problème de la continuité du marqueur étudié. (d'après les cartes magnétiques - anomalies du champ total - des levés FRANCE (mesuré à 3000 m) et GOLFE DE GASCOGNE (prolongé à 3000 m - Le Mouel, Inédit)

Curieusement les deux parties du marqueur situées de part et d'autre de cette zone appartiennent à deux environnements bien distincts de **marge continentale passive**, le premier ayant un caractère de **plateau continental**, le deuxième un caractère de **pente continentale**. Ce contexte nous amène à rappeler brièvement la structure de cette marge qui appartient elle même au cadre plus large du **Golfe de Gascogne**.

C. STRUCTURE DU GOLFE DE GASCOGNE ET DE SES MARGES D'APRES LES DONNEES GEOPHYSIQUES

Le Golfe de Gascogne a fait l'objet il y a une quinzaine d'années d'investigations géophysiques importantes: de nouvelles campagnes d'acquisition de données ont été effectuées tandis que d'anciennes données étaient dans le même temps réinterprétées tant en Magnétisme (Matthews et Williams, 1968; Le Borgne et Le Mouel, 1970; Williams, 1975) qu'en sismique réflexion et réfraction (Martin et al., 1968; Montadert et al., 1971; de Charpal et al., 1978; Avedik et Howard, 1978) et gravimétrie (Bacon et al., 1969; Bacon et Gray, 1970, 1971; Day et Williams, 1970; Sibuet et Le Pichon, 1971).

L'interprétation de ces diverses données a révélé l'existence au centre du golfe d'une zone présentant des caractères de croûte océanique bordée au Nord et au Sud de deux marges continentales: la marge sud-armoricaine et la marge nord-espagnole.

1 - La marge sud-armoricaine

De type passif elle est caractérisée par:

- un plateau continental très large (>100 km) situé sous une faible tranche d'eau (< 200 m)
- une pente continentale assez forte (passage de l'isobathe 200m à l'isobathe 4000m en 50km) au pied de laquelle s'est accumulée une grande épaisseur de sédiments (près de 10000m au niveau du bassin de bas de marge sud-armoricain). Cette pente est la traduction topographique d'un amincissement crustal important, compensé en profondeur par une remontée du manteau (Fig.16). Cet amincissement est dû à un épisode de "rifting" survenu au Trias lors de l'ouverture du Golfe.

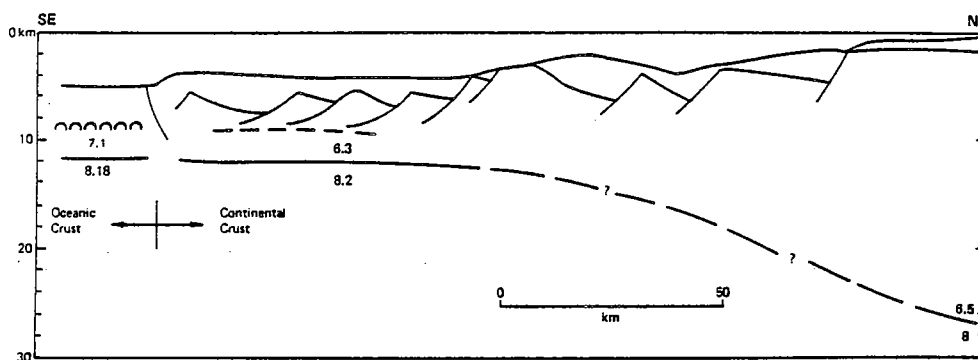


Fig.16 : Structure de la marge continentale sud-armoricaine d'après la sismique (d'après de Charpal et al., 1978).

Les données de la sismique réfraction (Avedik et Howard, 1978) indiquent que cette croûte amincie présente des caractères de croûte continentale y compris dans une large zone située au pied de la pente continentale. On y trouve cependant (en particulier dans la partie Est) des traces d'océanisation, du matériel basique s'y étant en effet injecté sous forme de dykes, vraisemblablement lors des premières phases d'ouverture du Golfe (Fig.17).

2 - La marge nord-espagnole

Elle est caractérisée par:

- un plateau continental extrêmement réduit (largeur de l'ordre de 20km),
- une pente continentale plus prononcée que la pente sud-armoricaine.

La dissymétrie morphologique de ces deux marges sud-armoricaine et nord-espagnole a été expliquée par le fait qu'un événement compressif a vraisemblablement impliqué à l'éocène la marge nord-espagnole, entraînant une subduction partielle de celle-ci (Boillot et Capdevila, 1977).

3 - La croûte située au Centre du Golfe

Caractérisée en sismique réfraction par une couche à vitesse élevée (7Km/s - se rapprochant de celle des basaltes) et en magnétisme par des linéations de très forte amplitude (plusieurs centaines de gammas) la croûte située au centre du Golfe de Gascogne, évoque par ces propriétés des caractères de croûte océanique (Williams, 1975). L'épaisseur de cette croûte, si on inclut les un à deux kilomètres de sédiments recouvrant la couche typiquement océanique, a été estimée par diverses méthodes géophysiques (sismique réfraction, gravimétrie) à environ sept kilomètres (Bacon et Gray, 1971; Montadert et al., 1978).

A la base de cette croûte océanique (de même qu'à la base de la croûte continentale amincie) on rencontre en réfraction des vitesses typiques du manteau (de l'ordre de 8km/s). La limite supérieure du manteau, le Moho, se trouve donc dans la partie centrale du golfe à une dizaine de kilomètres seulement sous le niveau de la mer confirmant l'hypothèse d'une remontée de manteau liée à un processus de "rifting" (Fig.16).

Quant à la limite croûte océanique-croûte continentale (amincie) des études de réfraction (Avedik et Howard, 1978) concernant la marge sud-armoricaine ont montré qu'elle se situait à une centaine de kilomètres au sud du pied de la pente continentale (Fig.17).

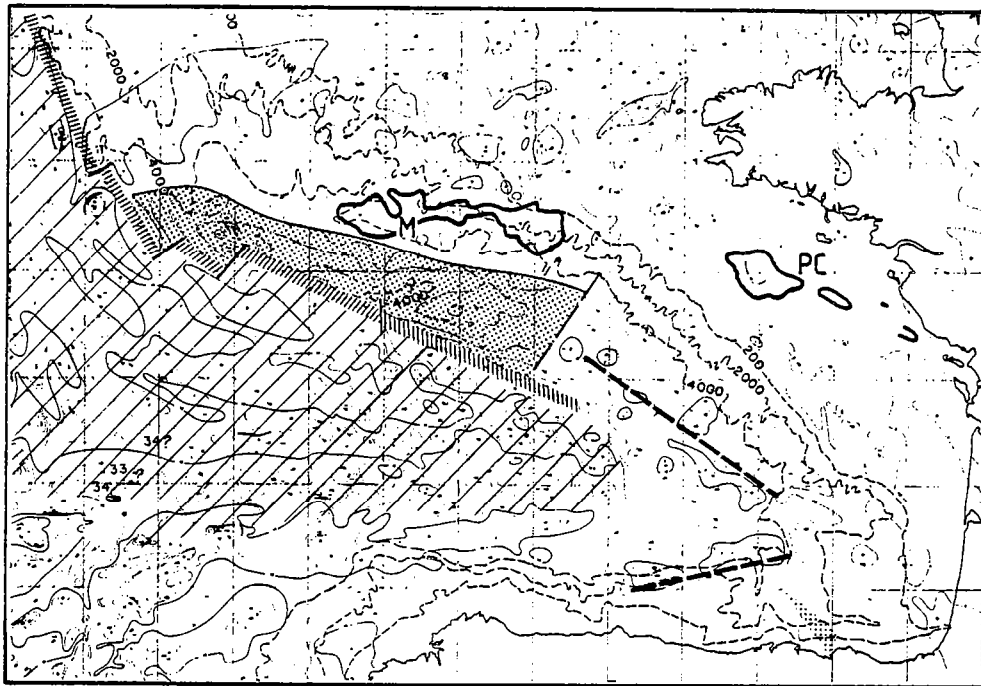


Fig.17 : Structure du Golfe de Gascogne d'après le magnétisme (modifié d'après Guennoc, 1978).

- ////// croûte océanique
- limite croûte continentale - croûte océanique
- croûte continentale amincie
- intrusions basiques liées à l'ouverture du Golfe de Gascogne
- anomalies magnétiques étudiées (M: Mériadzek ; PC: plateau continental).

D. DIVISION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

Replaçant dans ce contexte de marge les différentes anomalies constituant le marqueur magnétique défini précédemment, nous avons choisi de diviser l'étude géophysique de ce marqueur en trois parties relatives aux trois zones géographiques déjà évoquées au paragraphe B (Fig.14).

La première partie comprend l'étude des anomalies magnétiques situées sur le plateau continental (zone A1) ainsi que celles du Bassin Aquitain (zone A2)

La deuxième partie concerne l'étude de l'anomalie située à l'aplomb de la pente continentale, entre les méridiens 6°W et 10°W (zone B) et que nous appellerons anomalie de Meriadzek.

Enfin, la troisième partie, s'intéresse à la zone (C) comprise entre les deux zones précédentes et où se pose le problème déjà évoqué de la continuité du marqueur magnétique.

E. DEFINITION D'UNE REGIONALE MAGNETIQUE POUR L'ENSEMBLE DE LA ZONE D'ETUDE

Avant d'étudier séparément chacune des trois zones définies précédemment, il nous a semblé utile de définir une régionale pour l'ensemble de la zone étudiée.

1 - Le problème du choix d'une régionale

Le choix d'une régionale est un problème assez délicat du fait de son caractère assez subjectif, "plusieurs régionales pouvant être en effet définies sur une même zone, chacune d'entre elles étant adaptée à un type de sources" (Vignerresse, 1978). Ainsi en gravimétrie ce dernier auteur a défini sur une même zone (Ouest de la France) une régionale destinée à des études gravimétriques locales (Massif Armoricaïn) et une régionale destinée à étudier la structure profonde de la croûte (Vignerresse, 1978).

2 - Calcul de la régionale

Un premier essai visant à approximer cette régionale par une surface polynomiale de degré N faible ($N=2,3,4$) calculée au moyen d'une méthode de moindres carrés n'ayant pas donné "subjectivement" des résultats très satisfaisants, nous avons finalement appliqué sur la zone étudiée un filtrage de type passe-bas, la régionale étant alors définie par les grandes longueurs d'onde retenues après filtrage.

Ce filtrage bidimensionnel a été effectué dans le domaine fréquentiel, le choix de la fréquence de coupure à la valeur de 8.10^{-4} cycle/km permettant de ne conserver sur les profils ainsi filtrés que les longueurs d'ondes supérieures à 120km.

Ce filtrage ainsi défini a été appliqué, après périodisation préalable des profils au moyen de bordures de pseudo-valeurs, à 20 profils Nord-Sud d'une longueur approximative de

400km et espacés d'environ 40km ainsi qu'à 4 profils transversaux E-W, ces différents profils ayant été prélevés sur la carte des anomalies du Golfe de Gascogne prolongée à 3000m et étendue à l'intérieur des côtes françaises (Le Mouel, Inédit). Les profils filtrés ont ensuite été corrélés par interpolation pour établir une carte des effets régionaux.

3 - Carte des effets régionaux

Les tendances régionales visibles sur cette carte (Fig.18) peuvent trouver deux principales explications:

-d'une part dans la remontée (du Sud vers le Nord) du socle magnétique le long de la marge sud-armoricaine, le toit de ce socle atteignant sa profondeur maximale au niveau du bassin de bas de marge sud-armoricain dont l'existence se traduit sur la carte régionale par un important négatif.

-d'autre part dans l'existence d'un socle de moins en moins magnétique d'Ouest en Est, le nombre et l'intensité des anomalies liées à des intrusions basiques diminuant en effet notablement depuis la zone des entrées de la Manche jusqu'à l'intérieur du Bassin Aquitain.

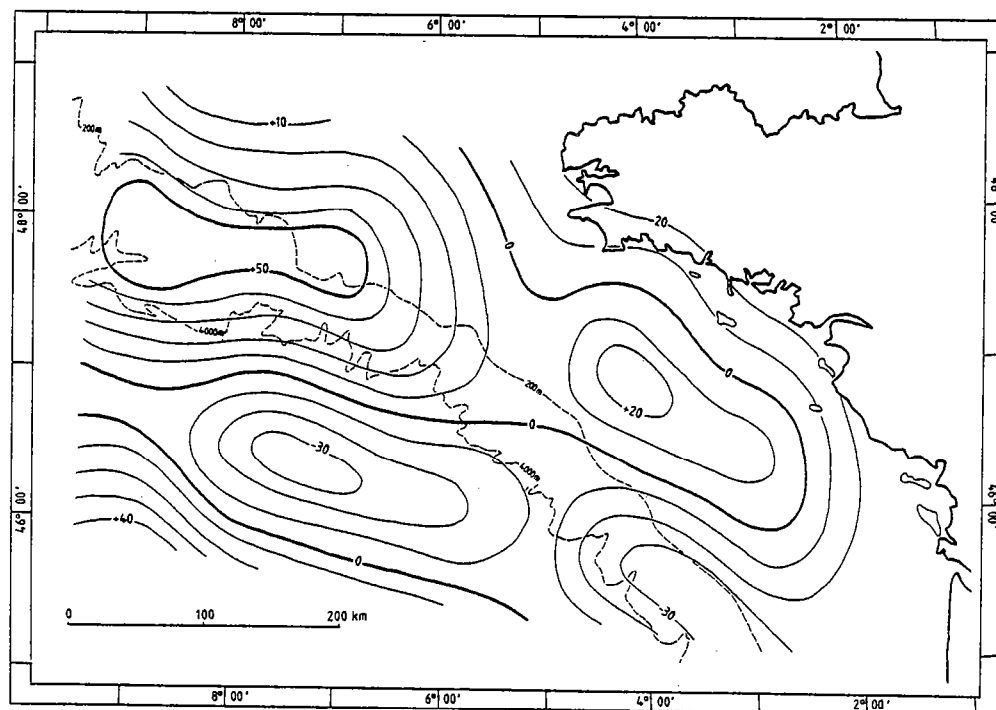


Fig.18 : Carte des effets magnétiques régionaux (Equidistance des courbes: 10nT)

F. EVALUATION DES PARAMETRES LOCAUX DU CHAMP

La modélisation magnétique, ayant été faite en majeure partie sous l'hypothèse d'une aimantation purement induite des sources, exige la connaissance préalable des paramètres locaux du champ dans l'environnement immédiat de la source étudiée.

-L'intensité locale du champ total (CHAMP dans les programmes utilisés) a été déterminée à partir des cartes du champ total de France 3000m (Le Mouel, 1969) et du Golfe de Gascogne 500m (Le Mouel et Le Borgne, 1971).

-L'inclinaison magnétique du champ (INCLM) a été estimée à 64° sur l'ensemble de la zone étudiée.

-La déclinaison locale du champ (DECLM), comptée négativement vers l'Ouest a été établie à partir de la carte des isogones de la France établie à l'époque 1965,0 (Le Mouel, 1970).

Enfin, il a été tenu compte dans l'application de certains programmes informatiques (Koulomzine, Talwani) de la déclinaison du profil considéré (DECLP), écart angulaire existant entre la direction du profil et celle du Nord géographique (angle compté négativement vers l'Ouest). La valeur de cet angle est en effet importante (40 à 50°) pour les profils concernant les levés aéromagnétiques Golfe de Gascogne (500m) et SAPA-SHELL (600m). Dans le cas du lever FRANCE 3000m, où les profils sont parallèles aux méridiens Lambert, cet angle est faible, variant d'Ouest en Est de -6° à $+3^\circ$.

G. CONVENTIONS ADOPTÉES POUR LE TRAITEMENT DES SPECTRES D'ENERGIE

La fréquence spatiale figurant en abscisse est exprimée en cycle/km

L'énergie E figurant en ordonnée, est exprimée sous la forme d'un logarithme népérien.

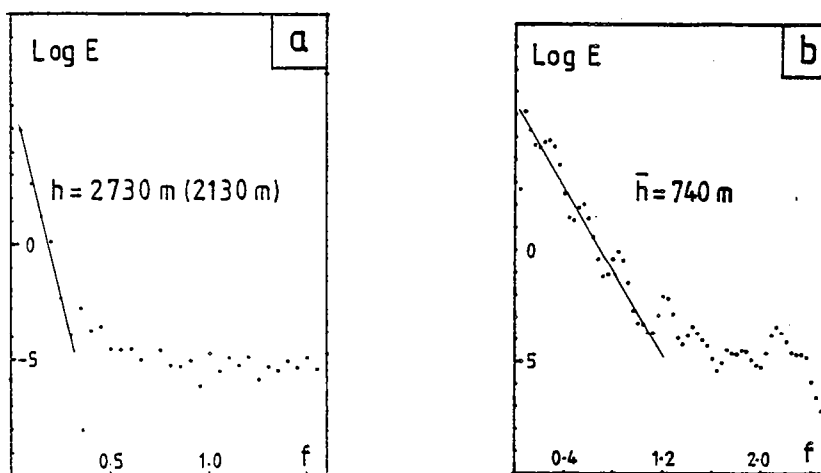


Fig. 19 : Conventions adoptées pour la représentation des spectres d'énergie : (a): cas d'un profil magnétique comportant une anomalie unique ; (b): cas d'un profil dû à un ensemble de sources.

-L'estimation de profondeur évaluée à partir d'une **anomalie isolée** (corps unique) a été généralement effectuée à partir du spectre d'énergie brut et est représentée par la lettre h suivie d'une première valeur indiquant la profondeur évaluée par rapport à l'altitude de vol, la seconde valeur figurant entre parenthèses exprimant la profondeur calculée par rapport au niveau de la mer (Fig.19a).

-L'estimation de la profondeur moyenne des sources évaluée à partir d'un profil comportant **plusieurs anomalies** (au moyen de l'approche statistique de Spector/Grant) a été effectuée à partir du spectre d'énergie stabilisé par application d'un filtre triangulaire $(\frac{2}{7}, \frac{3}{7}, \frac{2}{7})$ et est représentée par la lettre \bar{h} (Fig.19b).

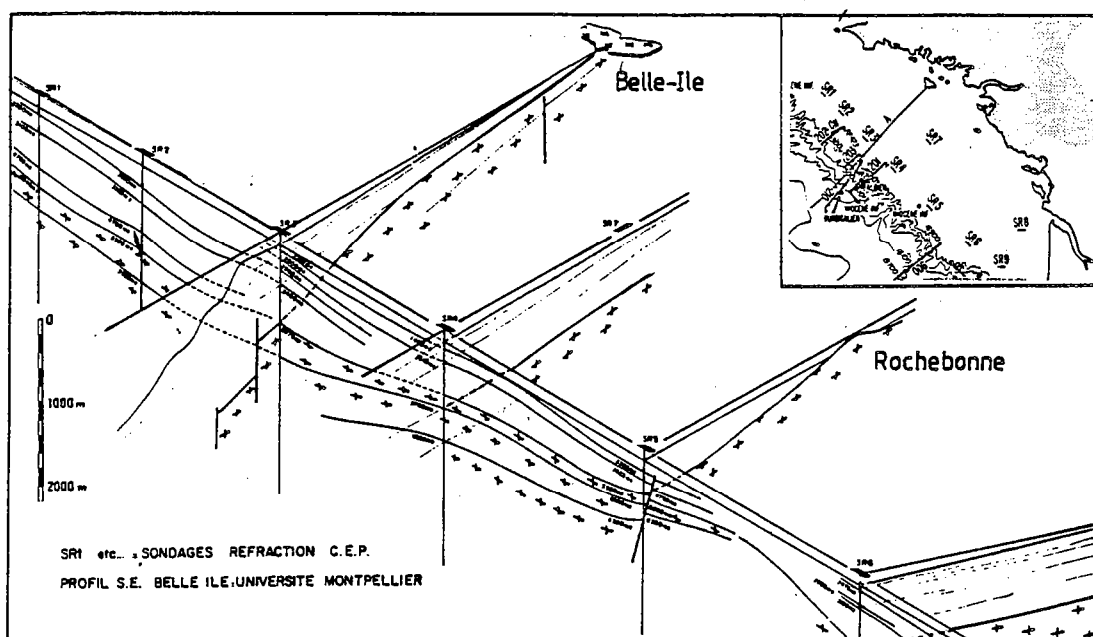


Fig.20 : Structure du plateau continental sud-armoricain d'après la sismique réfraction (modifié d'après Montadert et al., 1971).

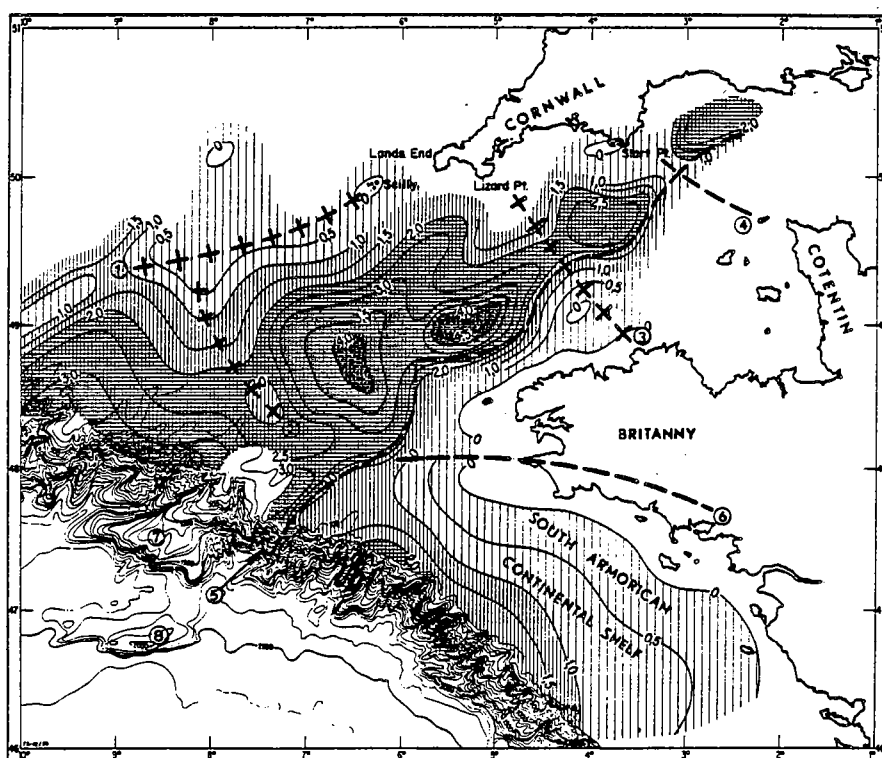
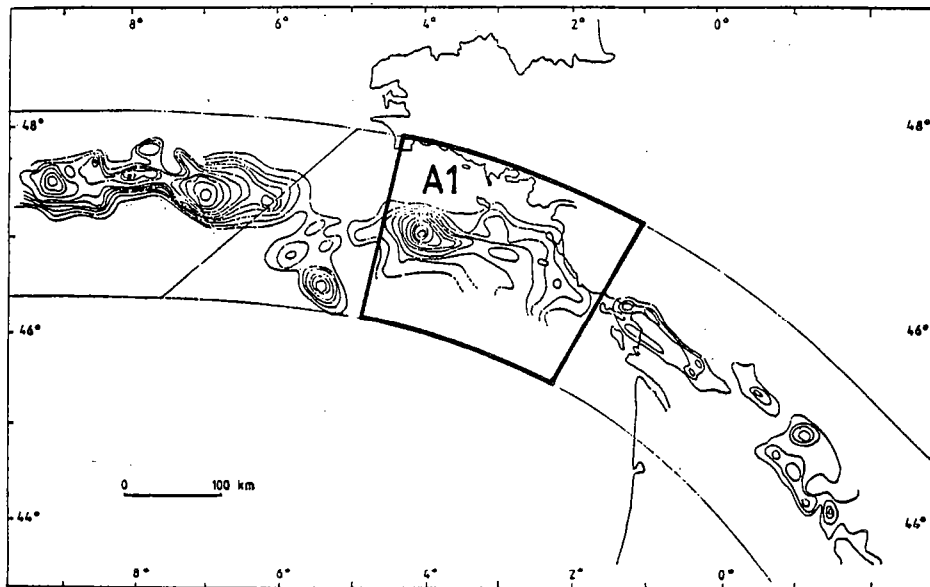


Fig.21 : Carte des isobathes du socle métamorphique péri-armoricain établie d'après les données de la sismique (Equidistance des courbes : 500m) (d'après Avedik et Howard, 1978).

II. ETUDE DU MARQUEUR AU NIVEAU DU PLATEAU CONTINENTAL SUD-ARMORICAIN (ZONE A1)



A. STRUCTURE DU PLATEAU CONTINENTAL SUD-ARMORICAIN D'APRES LES DONNEES SISMIQUES ET GRAVIMETRIQUES

1 - Les données de la sismique

Diverses campagnes de sismique menées sur le plateau continental et employant la réflexion continue (Bouysse et Horn, 1968; Martin et Vanney, 1971) ou la réfraction (Betz, 1965; Martin et al., 1968) ont permis d'atteindre le toit du socle métamorphique recouvert par une faible épaisseur de sédiments d'âge méso et cénozoïque.

D'après ces diverses données le toit de ce socle se présente hormis la zone de Rochebonne (horst gneissique) sous la forme d'un léger monoclinial s'approfondissant doucement du Nord vers le Sud, atteignant une profondeur de l'ordre de 1000m au niveau de sa bordure méridionale, déterminée par la limite avec la pente continentale (Fig.20).

La faible profondeur de pénétration de la sismique réfraction employée (< 2 km) n'a pu cependant permettre d'appréhender la structure plus profonde de ce socle.

Au Nord-Ouest ce socle s'approfondit brutalement au niveau des "entrées de la Manche" (Fig.21). Dans cette zone le socle caché sous une épaisse couverture sédimentaire secondaire et tertiaire est caractérisé par une fracturation intense régie par une tectonique verticale cassante qui se traduit en sismique par une série de horsts et de grabens et en magnétisme par de nombreuses intrusions basiques alignées selon une direction N60°.

2 - Les données gravimétriques

Sur la carte gravimétrique du Golfe de Gascogne et de ses marges (Fig.22a), établie par Sibuet (1972), une alternance d'anomalies (lourd - léger - lourd) présentes sur le plateau continental sud-armoricain selon une direction sensiblement E-W a été interprétée (Lefort et Haworth, 1979) en terme de deux bassins précambriques (anomalies lourdes) séparés par une ride précambrienne de micaschistes (anomalie légère).

Un nouveau traitement des données gravimétriques disponibles dans cette zone (Lalaut et al., 1981) a conduit à l'établissement d'une nouvelle carte gravimétrique (Fig.22b) qui supprimant l'anomalie lourde la plus méridionale remet en question l'existence du bassin correspondant.

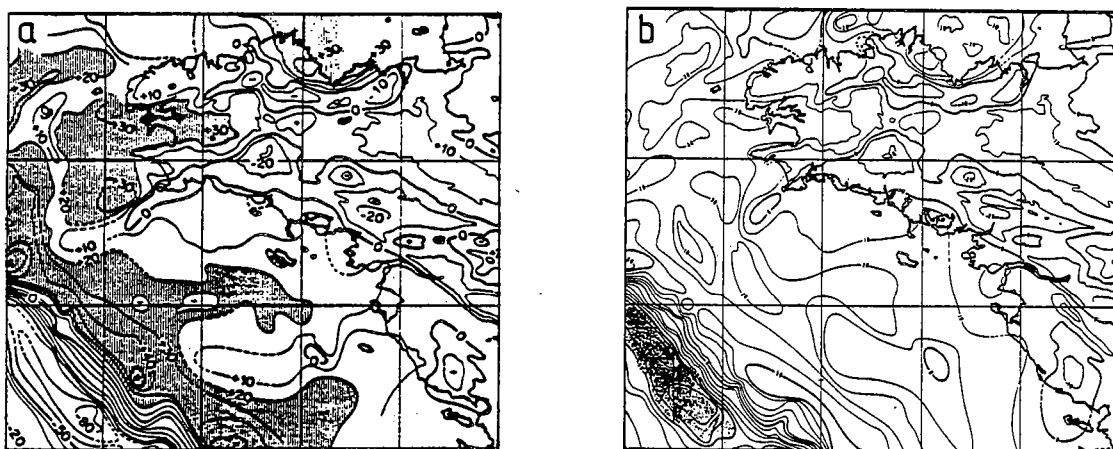


Fig.22 : Cartes gravimétriques du plateau continental sud-armoricain : (a): d'après Sibuet, 1972 (anomalies lourdes en grisé) ; (b): d'après Lalaut et al., 1981.

B. EXPRESSION MAGNETIQUE DU MARQUEUR ETUDIE

Sur le plateau continental sud-armoricain le marqueur étudié se distingue sur les cartes magnétiques au 1/1000000e (Edition CNRS, 1965; Edition BRGM, 1969) (Fig.23) par une série d'anomalies magnétiques majeures (leur amplitude atteignant localement la centaine de Gammas) alignées selon une direction sensiblement E.W.

Disposant pour cette zone d'une carte du gradient vertical réduit au pôle (Horn, Munck et Muraour, 1974) issue du traitement des cartes précédentes au moyen du programme SIGMA du BRGM, la localisation ainsi que la géométrie en plan des sources responsables de ces anomalies ont pu être appréhendées à partir de ce document (Fig.24). Le traitement de carte effectué, de type focalisant, a en effet fortement diminué l'effet de coalescence des anomalies (gradient vertical) et remis ces dernières à l'aplomb des structures perturbatrices (réduction au pôle).

Sur la carte magnétique ainsi traitée, apparaissent nettement au niveau du marqueur étudié, trois principales structures (numérotées 1, 2 et 3 sur la Fig.24).

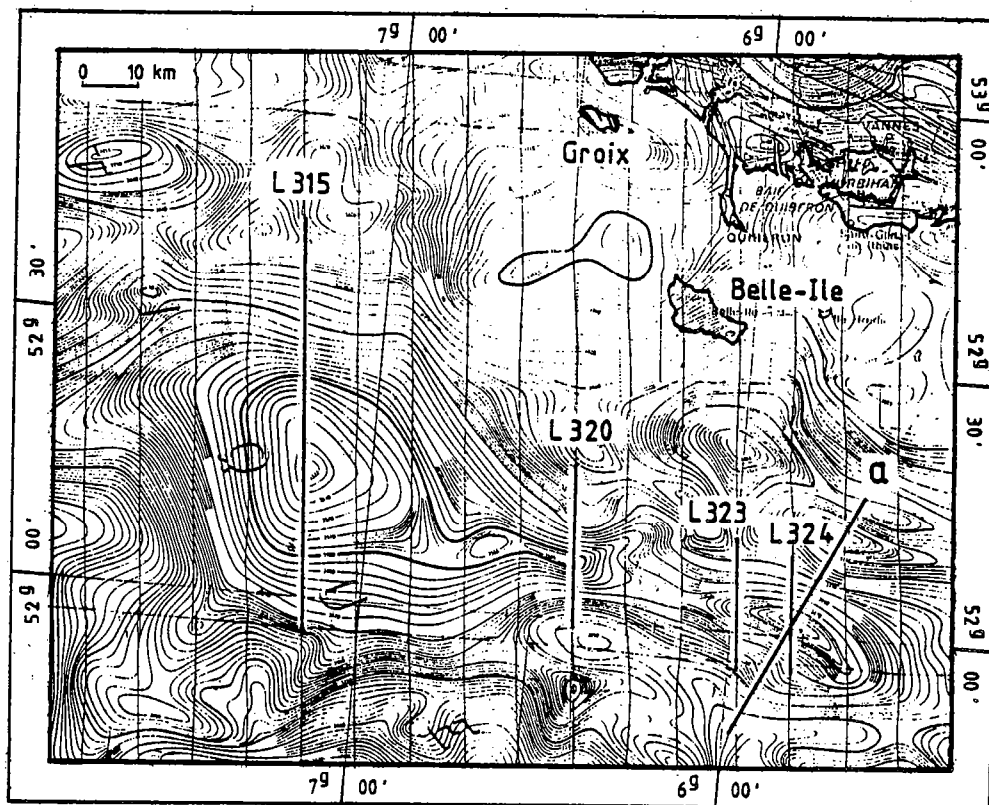


Fig.23 : Localisation des anomalies du plateau continental et des profils aéroportés étudiés (Extrait de la carte d'anomalies du champ total - FRANCE, 3000 m - Edition BRGM, 1969).

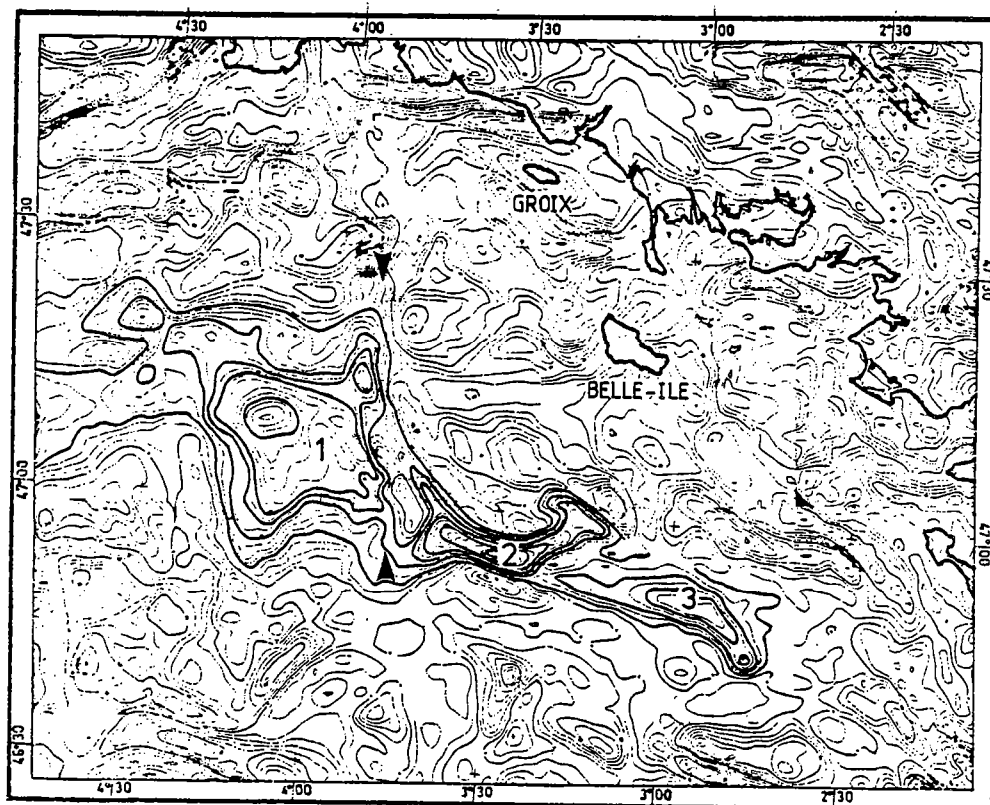


Fig.24 : Localisation des 3 principales structures magnétiques du plateau continental à partir de la carte du gradient vertical réduit au pôle (Horn, Munck et Muraour, 1974).
 ———— accident magnétique Nord-Sud séparant les structures n°1 et 2.

Les deux structures situées les plus à l'Est (n°2 et 3), de forme allongée selon une direction E-W, peuvent être assimilées à des structures bidimensionnelles et traitées comme telles. Séparée des deux précédentes par un accident de socle magnétique sensiblement Nord-sud, la structure n°1 de forme plus massive est plus difficilement assimilable à une structure bidimensionnelle.

C. MODELISATION MAGNETIQUE DE CES DIFFERENTES STRUCTURES

1 - Modélisation de la structure n°2

a. Modélisation à partir du magnétisme aéroporté

Si sur la carte du gradient vertical réduit au pôle (Fig.24), cette structure apparaît bien individualisée dans sa partie Ouest, sa partie Est interfère par contre avec une petite structure satellite subparallèle située plus au Nord (difficilement discernable sur la carte "volée" à 3000m, Fig.23).

Sur le profil rabattu L320 "volé" à 3000m (localisation sur la figure 23) la forme de l'anomalie (Fig.25) située à l'aplomb de cette structure suggère un modèle de filon mince (dyke) qui a été testé à l'aide du programme Koulomzine automatisé.

Ayant enlevé préalablement la régionale calculée précédemment (que l'on a estimée au niveau du profil étudié à un gradient de $-0,4nT/km$ vers le Nord), la méthode Koulomzine s'est révélée applicable à l'étude de l'anomalie corrigée de la régionale, le dyke retenu comme modèle étant caractérisé (Fig.26a) par un pendage Nord (47°) et un toit relativement peu profond (780m par rapport au niveau de la mer).

Indépendamment de cette première méthode, la profondeur du toit de cette structure a été calculée au moyen de la méthode de Spector/Grant (Fig.26b) qui, appliquée à la même anomalie, a livré une estimation très voisine (730m).

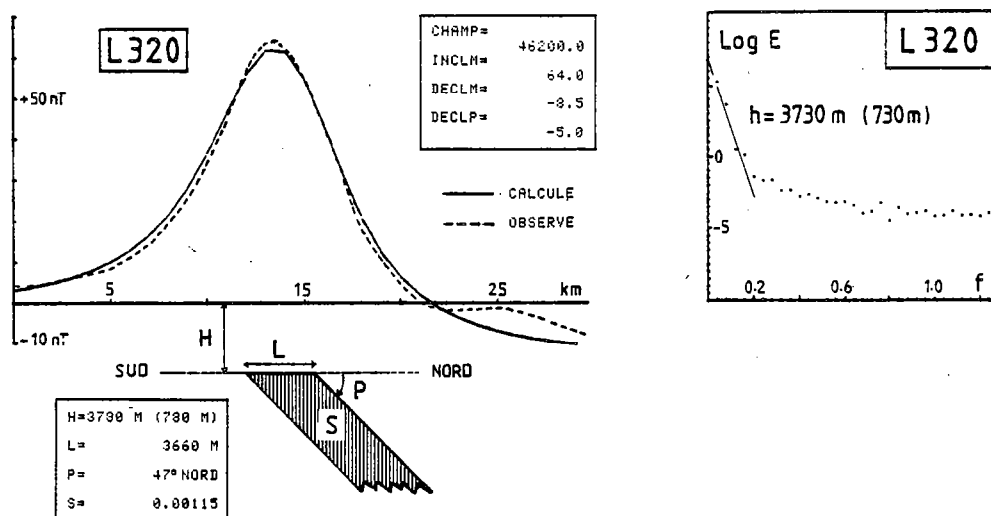


Fig.26 : Application au profil aéroporté L320 (3000m) des méthodes a: Koulomzine ; b: Spector/Grant. (se reporter à la page 32 pour les conventions adoptées pour les paramètres du champ magnétique local : CHAMP-INCLM-DECLM-DECLP).

b. Modélisation à partir du magnétisme hydroremorqué

Une étude plus détaillée du toit de cette structure a pu être réalisée à partir de l'analyse et le traitement des profils hydroremorqués de la Campagne "Sud-Bretagne" (Lefort et Ségoufin, 1978a) (Fig.27).

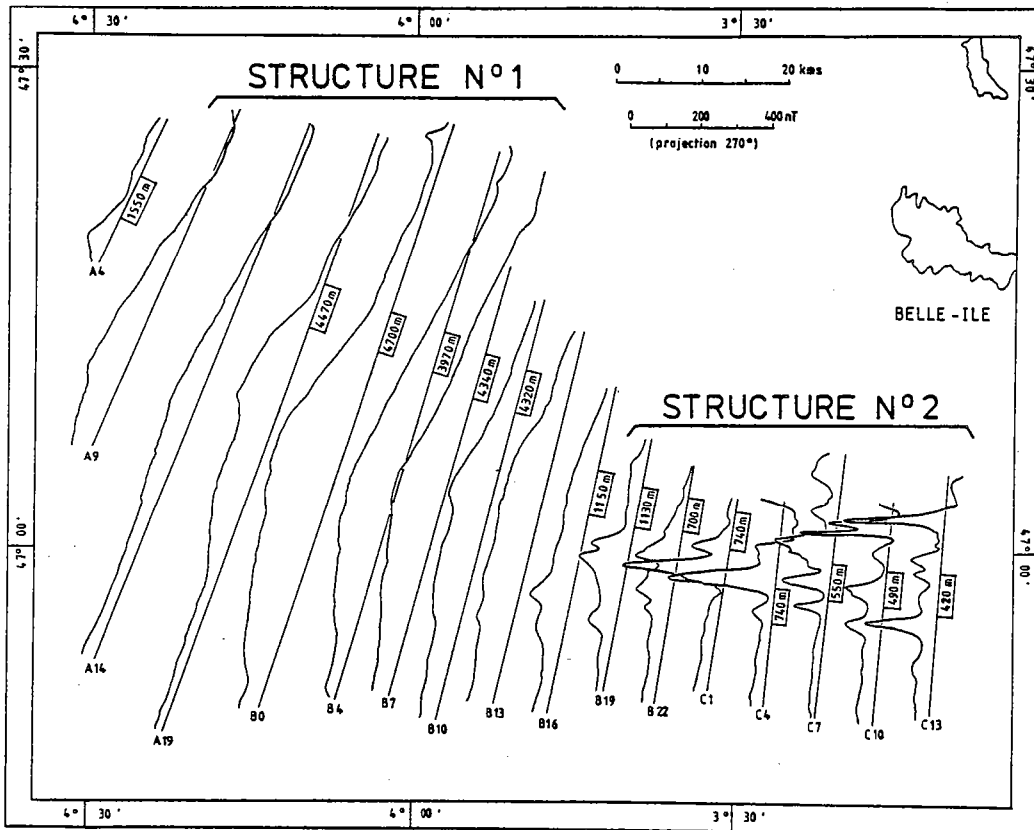


Fig.27 : Localisation des profils hydroremorqués du lever "Sud-Bretagne".
1550m Profondeurs obtenues d'après les spectres d'énergie correspondants
 (sans correction de largeur).

b1. Compatibilité des données hydroremorquées et aéromagnétiques

La compatibilité dans cette zone entre les données hydroremorquées et les données aéromagnétiques (FRANCE, 3000m) a été testée préalablement en comparant les résultats de deux traitements fréquentiels appliqués aux profils aéromagnétique L320 (Fig.25) et hydroremorqué C4 (Fig.28a) recoupant sensiblement la même zone:

.le profil C4 prolongé vers le haut à 3000m au moyen d'un filtrage fréquentiel s'est ainsi avéré (Fig.28b) tout à fait comparable en amplitude et longueur d'onde relatives au profil L320 "volé" à 3000m, les légères différences observées pouvant être expliquées par l'écart de 10° existant entre les directions de ces deux profils (L320: DECLP= -5° ; C4: DECLP= $+5^\circ$),

.l'estimation des profondeurs des sources magnétiques à partir des spectres d'énergie des profils L320 et C4 a enfin donné des résultats équivalents, respectivement 730m (Fig.26b) et 740m (cf.Fig.29) par rapport au niveau de la mer (profondeurs elles-mêmes comparables à celle donnée par la méthode Koulomzine -780m- au niveau du profil L320).

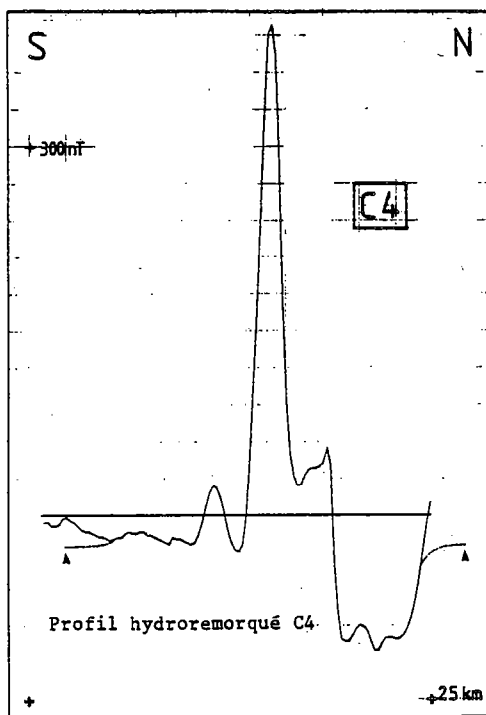


Fig.28 : Comparaison des profils L320 volé à 3000m et C4 prolongé à 3000m (à partir des données hydroremorquées).

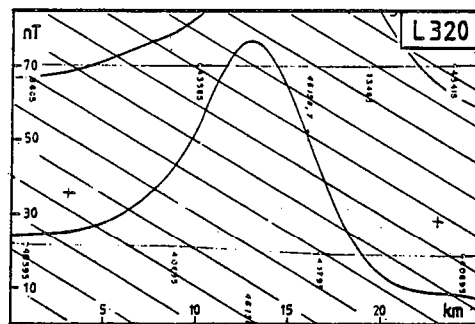
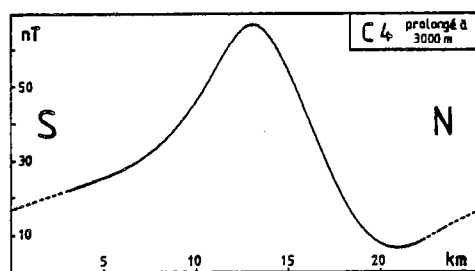


Fig.25 : Profil rabattu L320 volé à 3000m



b2. Analyse et traitement des profils hydroremorqués

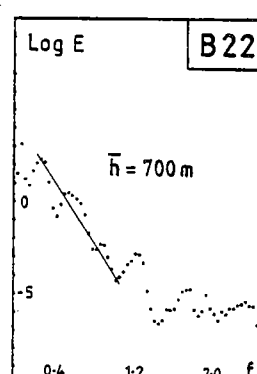
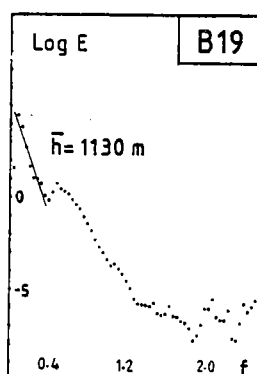
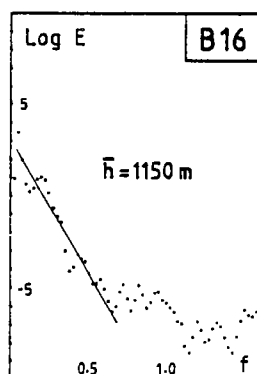
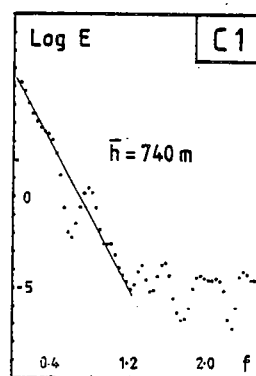
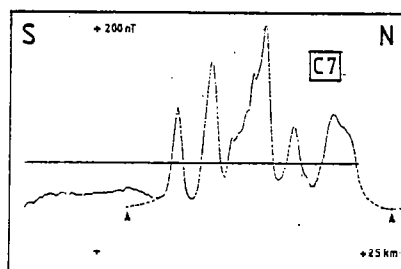
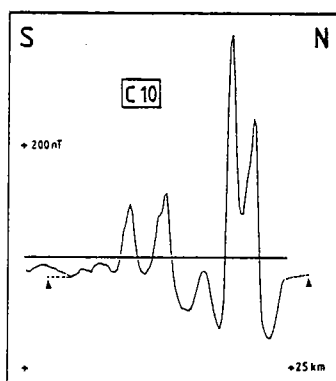
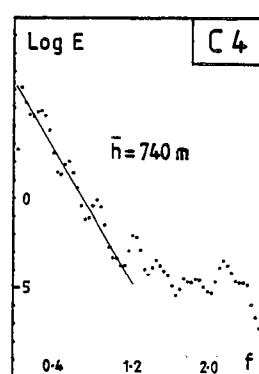
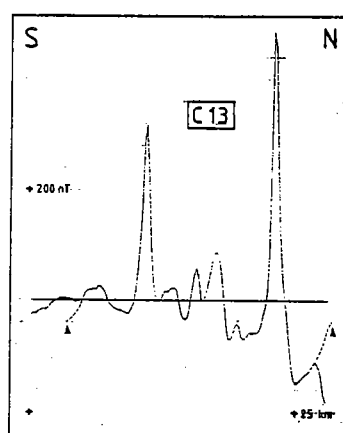
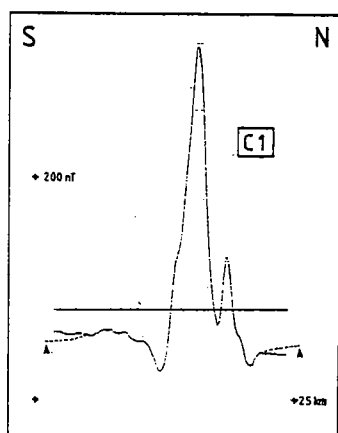
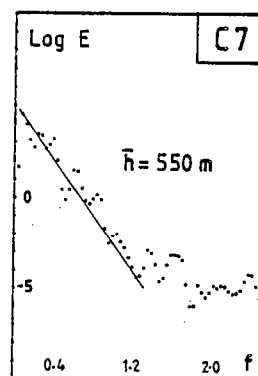
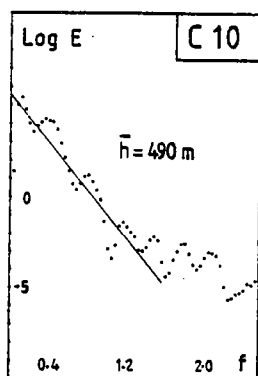
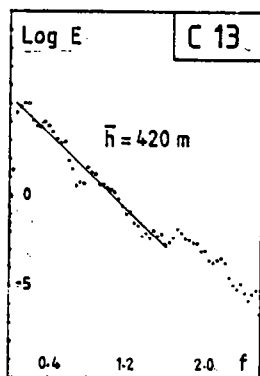
Les profils hydroremorqués situés à l'aplomb de la structure n°2 (profils C13 à B16 sur la figure 27) sont caractérisés dans l'ensemble par un comportement haute fréquence, localement très énergétique (intensités atteignant parfois 300nT), qui témoigne d'une faible profondeur des sources.

L'évolution de ces hautes fréquences a été étudiée profil par profil au moyen de l'approche statistique proposée par Spector et Grant (1970). Cette approche nous a semblé en effet préférable à celle utilisée par Lefort et Ségoufin (1978a) qui, dans une première interprétation de ces profils (cf. Fig.3), ont calculé la profondeur de quelques anomalies au moyen de la méthode de Bruckshaw et Kunaratnam (1963), méthode qui appliquée généralement à des anomalies facilement isolables s'avère ici, au vu des nombreuses interférences existant sur un même profil entre anomalies voisines, peu adéquate.

La largeur moyenne des sources n'étant apparemment pas très importante, l'estimation des profondeurs à partir des spectres d'énergie a été réalisée sans correction de largeur, la bonne concordance existant entre les profondeurs calculées pour une même zone (Profils C4 et L320) par des méthodes différentes (Koulomzine, Spector/Grant) justifiant en pratique la négligence de l'influence du terme largeur.

L'évolution des profondeurs moyennes des sources calculées profil par profil (Fig.29) montre clairement un approfondissement des sources d'Est en Ouest.

Fig.29 : Analyse des spectres d'énergie des profils hydroremorqués recoupant la structure n°2.



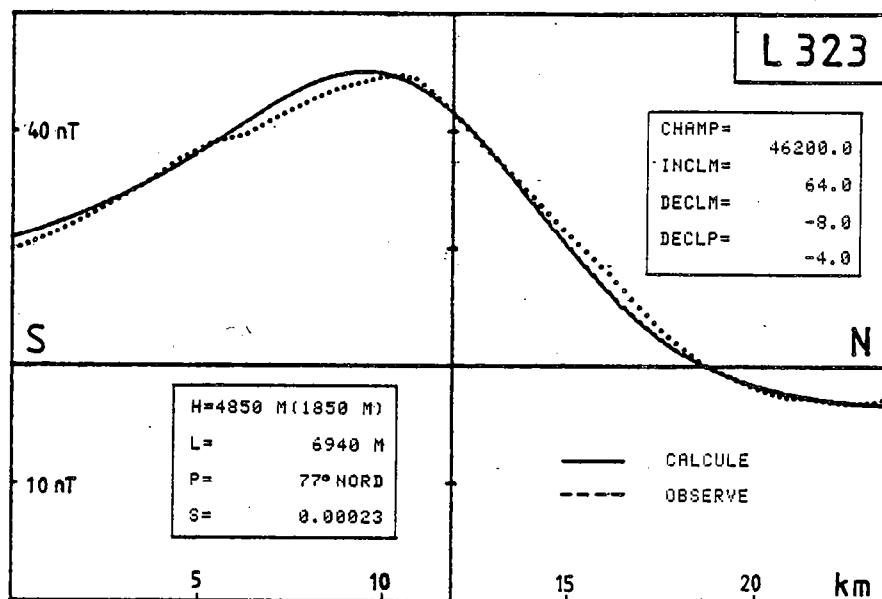


Fig.30 a et b : Application de la méthode Koulomzine aux profils rabattus L323 et L324 (FRANCE 3000m).

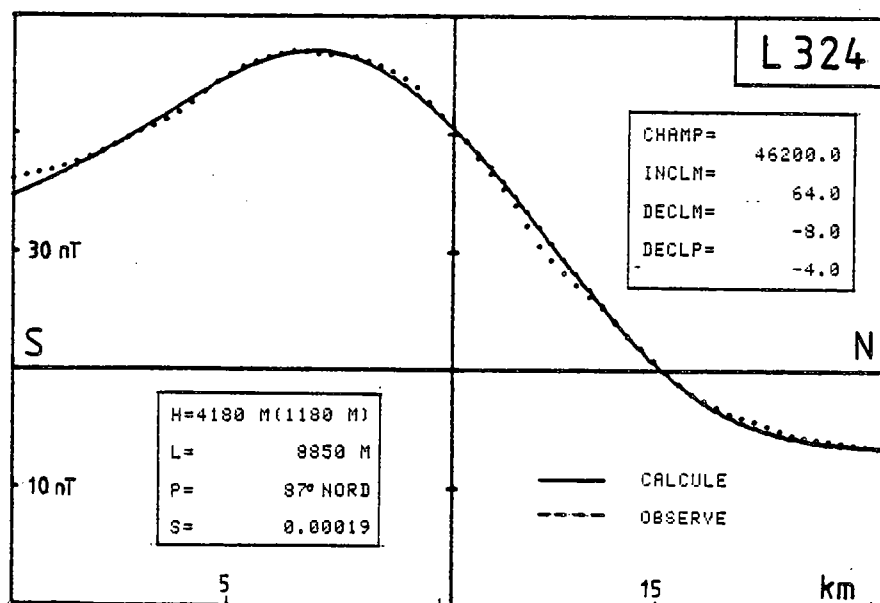
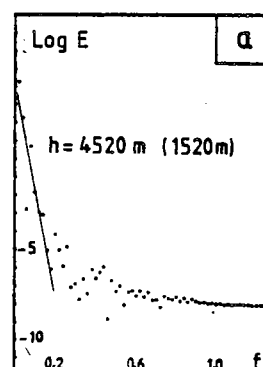


Fig.30 c

Spectre d'énergie du profil a
(localisation sur la Fig.23)



c. Conclusion

Par comparaison avec la profondeur du toit du socle estimée dans cette zone à quelques centaines de mètres par la sismique (Martin et al., 1968; Avedik et Howard, 1978), les diverses profondeurs calculées d'après le magnétisme aéroporté et hydroremorqué au niveau de la structure n°2 se sont avérées pour celle-ci compatibles avec un caractère nettement intrasocle. La structure n°2 peut donc globalement être interprétée en terme de **dyke intrasocle à pendage Nord** dont le toit s'approfondit progressivement d'Est en Ouest.

2 - Modélisation de la structure n°3

Cette structure située dans le prolongement immédiat de la précédente structure (n°2) (Fig.23 et 24) est caractérisée par une anomalie magnétique moins intense et de plus grande longueur d'onde, dont le caractère bidimensionnel a rendu également raisonnable une modélisation sur profil.

Un modèle dyke semble bien rendre compte des anomalies observées sur les profils aéroportés L323 et L324 volés à 3000m (localisation sur la Fig.23), les différents paramètres évalués au moyen du programme Koulomzine (Fig.30a et b) étant cependant, relativement aux paramètres géométriques de la structure n°2, plus importants quant à la profondeur (1 à 2km par rapport au niveau de la mer), largeur (7 à 9km) et pendage (80°N), la susceptibilité évaluée étant par contre nettement moins élevée (2.10^{-4} u.e.m CGS).

Une nouvelle estimation de profondeur a été tentée au moyen de la méthode de Spector et Grant sur un profil (a) prélevé sur la carte au 1/200000e (FRANCE 3000m) (localisation sur la Fig.23) perpendiculairement à l'axe d'allongement de la structure. La profondeur évaluée à partir du spectre d'énergie de ce profil (Fig.30c) s'est ainsi avérée voisine (1500m) des estimations réalisées à partir de la méthode Koulomzine.

Par comparaison avec la profondeur du socle "hercynien" estimée dans cette zone à une centaine de mètres au dessous du niveau de la mer (d'après les données de Martin et Vanney, 1971), un caractère clairement intrasocle a pu être attribué à la structure n°3.

3 - Modélisation de la structure n°1

L'anomalie située à l'aplomb de cette structure (Fig.23) ne présente pas de par sa forme "ovoïde" un caractère rigoureusement bidimensionnel, de ce fait la modélisation effectuée sur profils peut être jugée assez discutable.

a. Appréhension de la géométrie de cette structure

Si le traitement de carte (gradient vertical réduit au pôle) permet de définir assez nettement les limites Est et Ouest de cette structure (deux accidents de socle sensiblement Nord-Sud d'après cette carte), ses limites Nord et Sud n'apparaissent pas clairement sur ce document (Fig.24), la disposition assez lâche des isanomaes à ce niveau évoquant plutôt une forme de structure tabulaire aux flancs Nord et Sud peu pentés.

a1. application de la méthode de Nabighian

Le traitement du profil L315 (FRANCE 3000m, Fig.23), au moyen de la méthode de Nabighian (1972) a permis de se faire une première idée de la forme de cette structure:

- L'énergie du signal analytique complexe ("signal de Nabighian") calculé à partir de l'anomalie observée se présente sous la forme de cinq pics observables indiquant l'existence de cinq coins apparents pour cette structure (Fig.31).
- La disposition des pics les plus énergiques laisse entrevoir une géométrie de type polygone "normal" plutôt qu'une géométrie de type polygone "renversé" (Cartouches A et B de la figure 31).
- La distance séparant les pics extrêmes pouvant être interprétée en terme de largeur de la structure, la valeur particulièrement importante de ce paramètre permet d'envisager raisonnablement une géométrie polygonale se rapprochant de celle d'une "plaque mince".

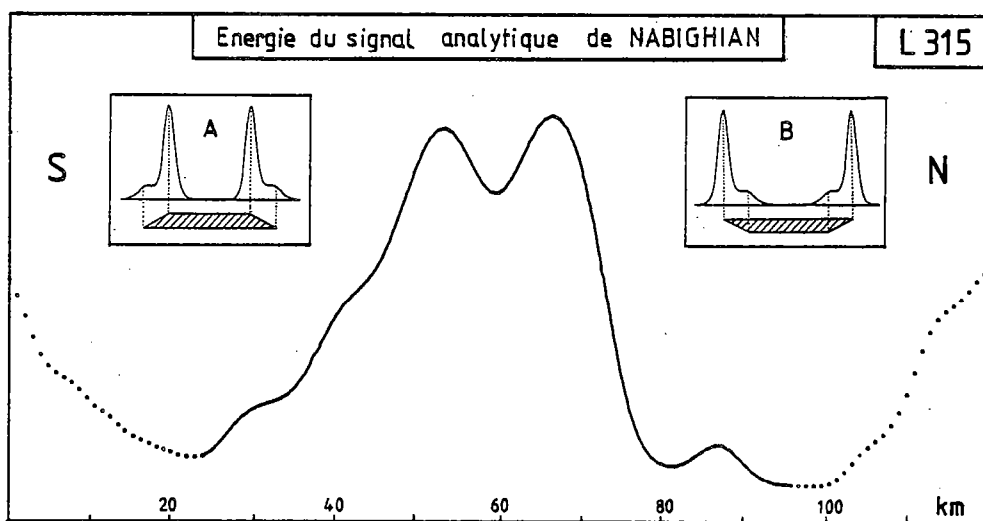


Fig.31 : Signal de Nabighian calculé à partir du profil rabattu L315 (FRANCE, 3000m) cartouches A et B (d'après Nabighian, 1974): allure de ce signal dans le cas d'un polygone en position "normale" (A) ou "renversée" (B).

a2. application de la méthode de Spector/Grant

Une estimation de la profondeur du toit de la structure n°1 a été tentée à partir de l'analyse des spectres d'énergie de cinq profils hydroremorqués (B10 à A19) recoupant cette structure (Fig.27), les résultats devant cependant être pris à titre indicatif du fait que le corps magnétique étudié ne semble pas posséder en toute rigueur la géométrie prismatique que requiert en principe l'application de la méthode de Spector/Grant. Celle-ci bien qu'à l'extrême limite de son application a cependant été employée à défaut d'autres méthodes, la plupart des méthodes "indirectes" existantes (Peters, 1949; Solokov, 1956; Favre, 1962; Bruckshaw et Kunaratnam, 1963; Koulomzine, 1970; McGrath et Hood, 1970) n'étant applicables qu'au modèle "filon mince" (ce dernier apparaissant peu probable dans le cas présentement étudié).

Une première estimation réalisée à partir de spectres n'ayant subi aucune correction de largeur a livré une profondeur de l'ordre de 4000m (Fig.32a).

Une seconde estimation tenant compte de la correction de largeur proposée par Green (1972) a paru utile dans la mesure où la largeur de la structure semble importante.

L'application expérimentale de cette correction de largeur (cf. modalités en ANNEXE) sur les spectres d'énergie des profils hydroremorqués B0 et B4 (Fig.32b) a conduit à une nouvelle estimation de la profondeur moyenne de l'ordre de 3000m représentant par rapport à l'estimation précédente une diminution de 25 à 30% tout à fait comparable à l'ordre de grandeur (30%) observé en pratique par Green (1972).

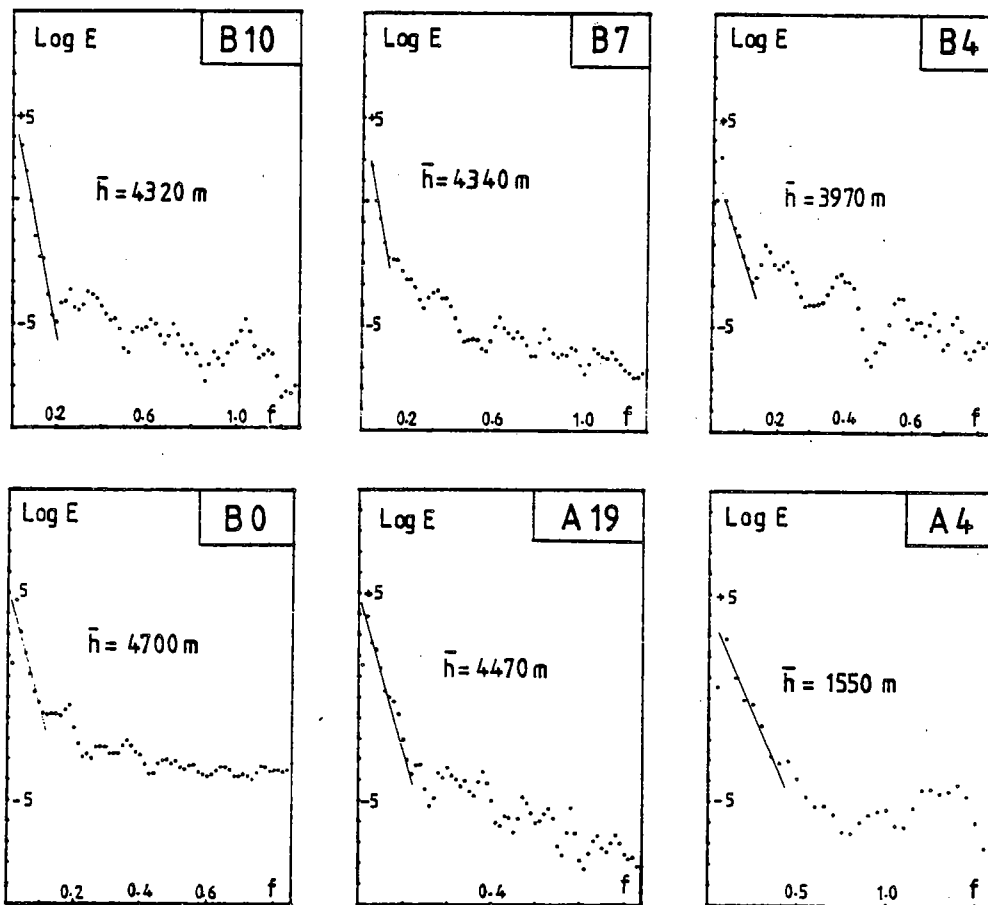


Fig.32 a : Spectres d'énergie des profils hydroremorqués recoupant (excepté le profil A4) la structure n°1 (sans correction de largeur).

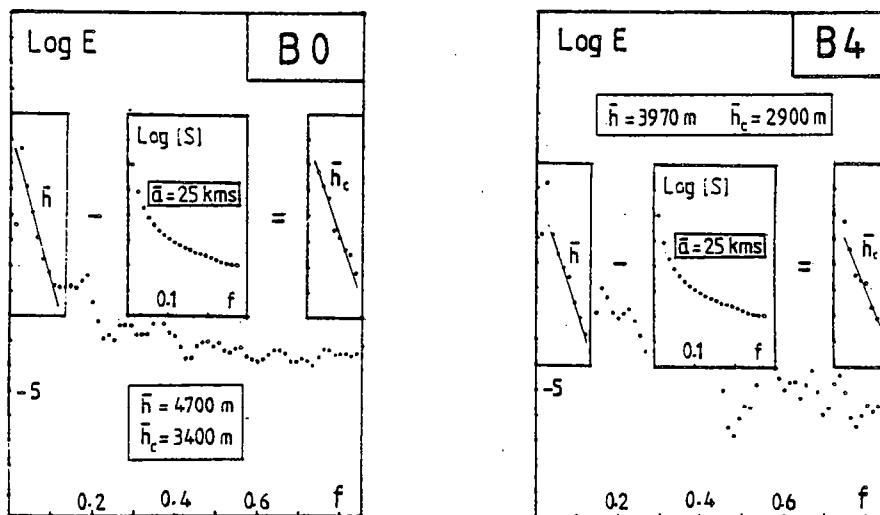


Fig.32 b : Profondeurs calculées après correction de largeur opérée sur les spectres d'énergie des profils hydroremorqués B0 et B4 (\bar{h} : profondeur obtenue sans correction de largeur : \bar{h}_c : profondeur obtenue avec correction de largeur).

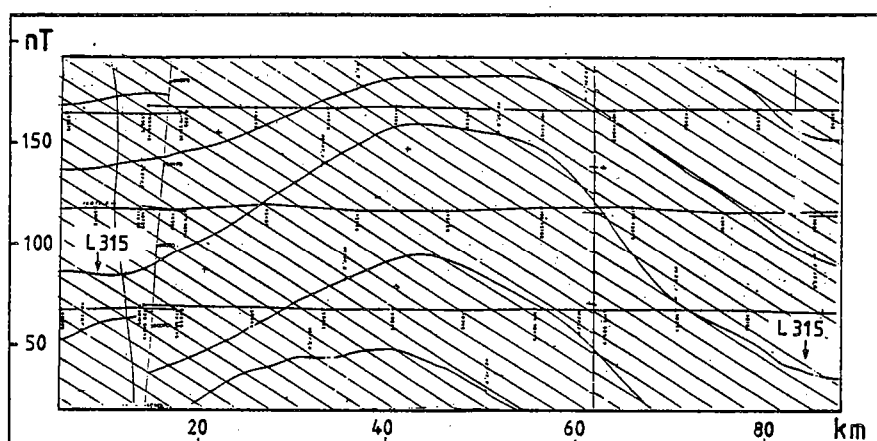


Fig.33 : Profil aéromagnétique rabattu L315 (FRANCE, 3000m)

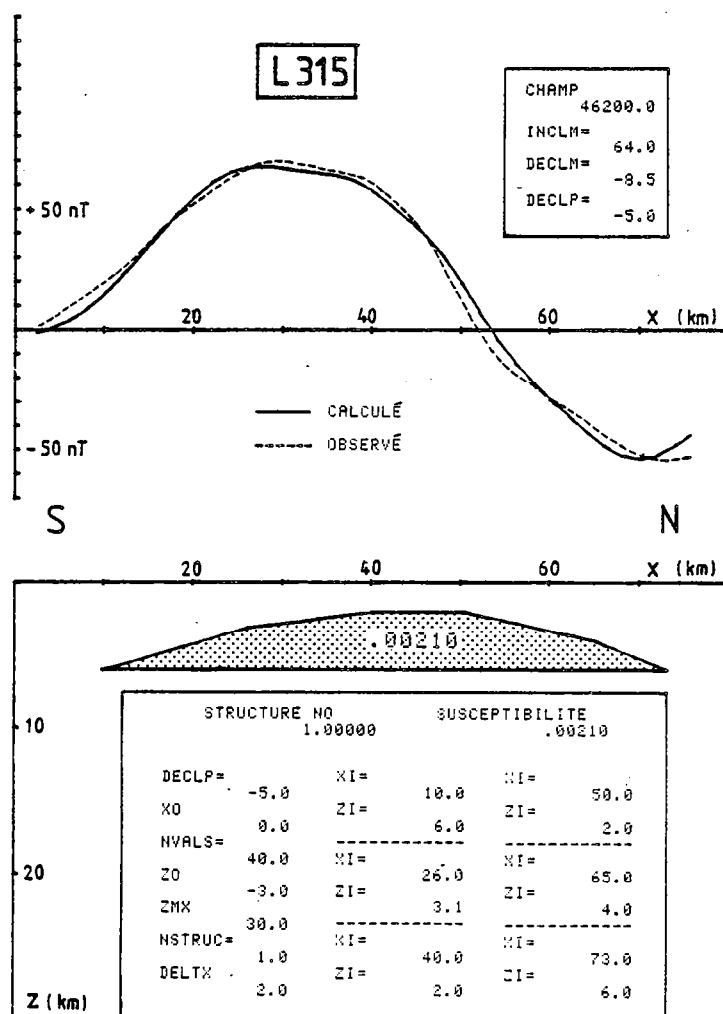


Fig.34 a : Modèle n°1a (plaque mince) établi à partir du magnétisme aéroporté (L315).

b. Modélisation à partir du magnétisme aéroporté

A partir des indications fournies par les méthodes de Nabighian (1972) et de Spector et Grant (1970), un essai de modélisation de cette structure a été tenté à l'aide d'un programme TALWANI au niveau du profil rabattu L315 "volé" à 3000m (Fig.33). Compte tenu de la forme polygonale du corps il a été retenu comme notion de profondeur moyenne, la profondeur en dessous de laquelle se situait 90% du volume de la structure (profondeur précédemment estimée à environ 3000m). Pour expliquer en intensité l'anomalie observée au niveau du profil L315, une susceptibilité de 2.10^{-3} u.e.m. CGS (de l'ordre de celle mesurée expérimentalement sur les serpentinites de la Baie d'Audierne) a été attribuée à la structure étudiée.

Dans l'hypothèse raisonnable d'un modèle "plaque mince" cette structure a été limitée vers le bas, la profondeur de sa base ayant été après plusieurs essais estimée à environ 6Km par rapport au niveau de la mer, cette valeur étant cependant de tous les paramètres précédemment établis le moins contraint.

Le modèle n°1a proposé (Fig.34a), établi à partir des mesures aéroportées, explique ainsi de façon satisfaisante l'anomalie observée à 3000m.

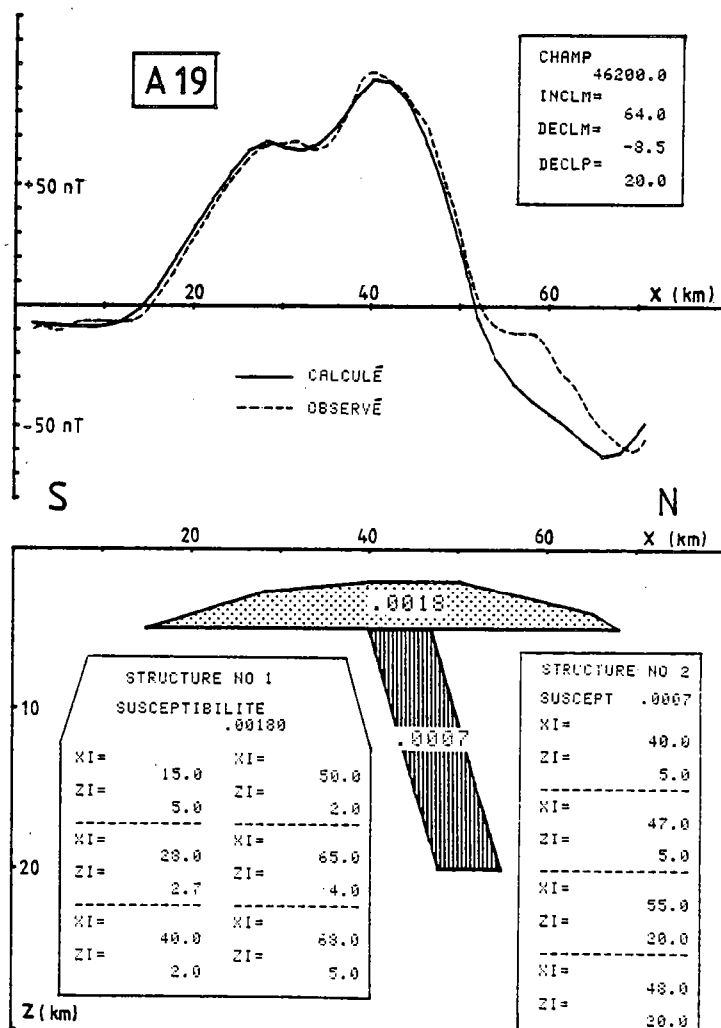


Fig.34 b : Modèle n°1b (plaque mince + dyke) établi à partir du magnétisme hydroremorqué (A19).

c. Modélisation à partir du magnétisme hydroremorqué

Si le modèle de plaque mince envisagé précédemment peut raisonnablement expliquer les anomalies de grandes longueurs d'onde observées sur les profils hydroremorqués B0, B7 et B4, ce modèle explique cependant assez mal les anomalies de plus courte longueur d'onde, observables sur les profils hydroremorqués B10, A19 et A9, qui se greffent sur les anomalies de plus grande longueur d'onde (Fig.35).

Afin d'expliquer le "pic" observé sur le profil A19, un corps de type dyke a été rajouté sous la plaque mince, l'association de ces deux structures (Modèle n°1b, Fig.34b) rendant alors assez bien compte de l'anomalie observée sur le profil hydroremorqué.

d. Modélisation tenant compte des données hydroremorquées et aéroportées

Dans le but de vérifier si le modèle (plaque mince + dyke) établi à partir du magnétisme hydroremorqué pouvait rendre compte de l'anomalie observée à 3000m, le modèle

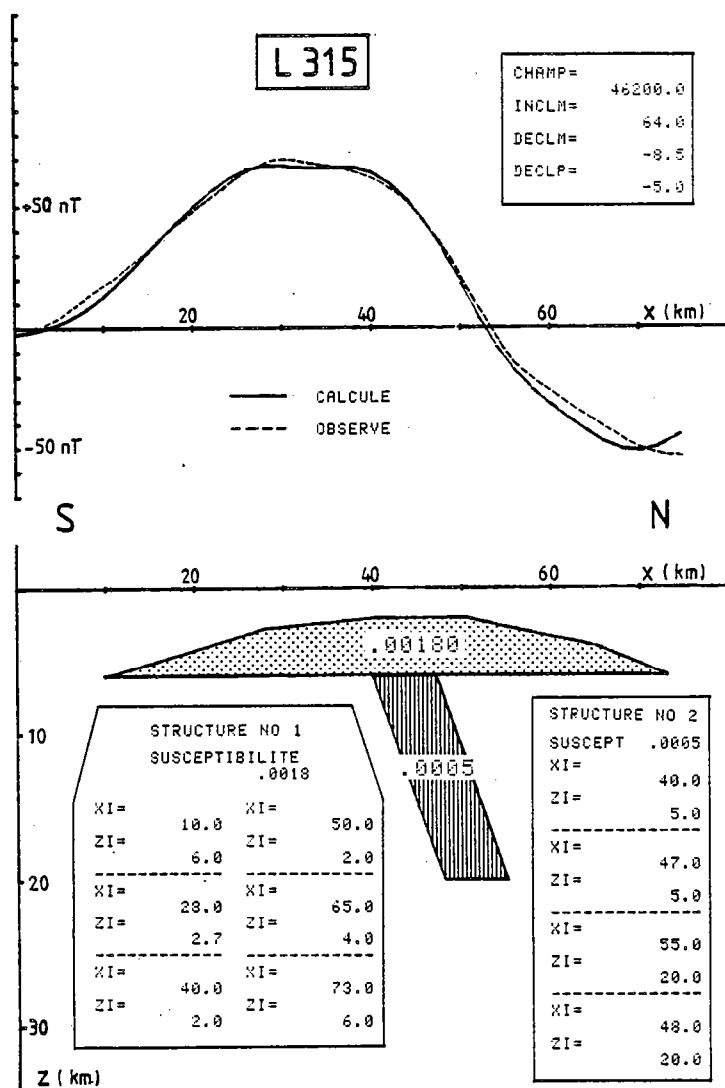


Fig.34 c : Modèle n°1c (plaque mince + dyke) tenant compte des données aéroportées et hydroremorquées.

n°1a établi à partir du magnétisme aéroporté a été légèrement modifié (Fig.34c). La concordance des courbes calculées et observées s'avérant assez bonne au niveau du modèle n°1c (Fig.34c) ainsi défini, l'association de deux structures (plaque mince et dyke) ne semble pas déraisonnable pour expliquer à la fois les données aéroportées et les données hydroremorquées.

4 - Relations entre la structure n°1 et les structures voisines du plateau continental

a.Relations avec les structures situées plus à l'Est

Le modèle (plaque mince + dyke) proposé pour la structure n°1 aurait l'avantage de permettre d'établir des relations géométriques étroites entre cette structure et les structures (n°2 et 3) situées plus à l'Est.

En effet, le dyke proposé sous la plaque mince pourrait alors constituer le prolongement (Fig.35) vers l'Ouest du dyke modélisé au niveau des structures n°2 et 3, sa position plus profonde au niveau de la structure n°1 étant parfaitement compatible avec l'approfondissement noté d'Est en Ouest du toit de la structure n°2 (cf. §1-b2).

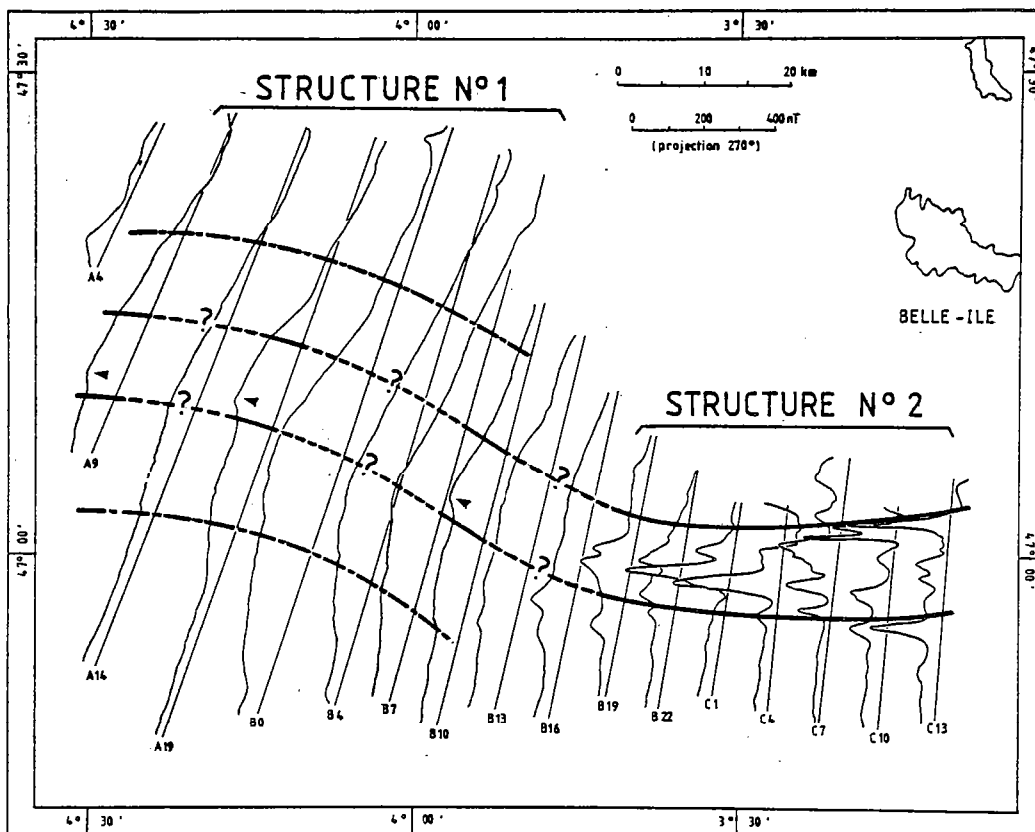


Fig.35 : Relations spatiales entre les structures n° 1 et 2.
(modifié d'après LEFORT et SEGOUFIN, 1978a)

—— limites du dyke - - - - - limites de la plaque mince
- - - ? - - - prolongation éventuelle du dyke sous la plaque mince

Sondages - Réfraction sur le Plateau continental au large de Belle - Ile

MISSION GESTLANTE

— Juillet 1967 —

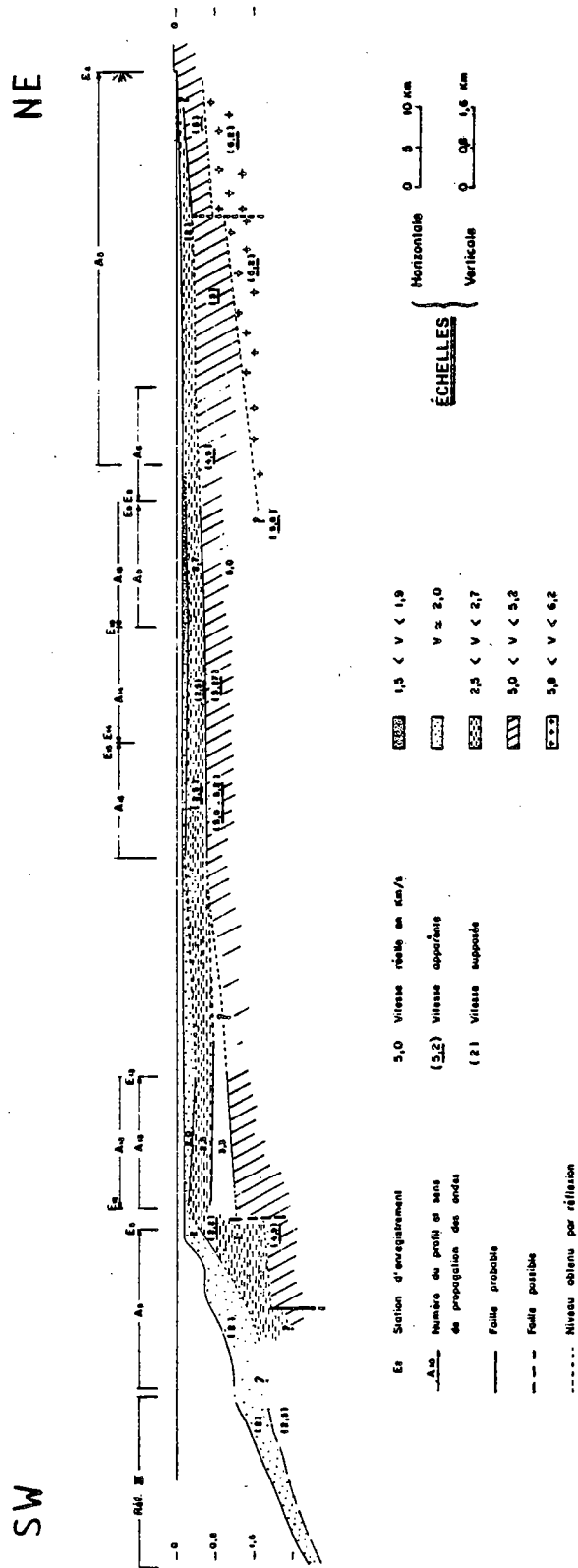


Fig.37 : Données du profil réfraction de Martin et al. (1968) (localisation sur la fig.36)

b. Relations avec les structures situées plus à l'Ouest

On peut noter au niveau du profil hydroremorqué A4 situé immédiatement à l'Ouest de l'accident Nord-Sud limitant la structure n°1 (Fig.27) une remontée du socle magnétique, la profondeur évaluée de l'ordre de 1500m (Fig.32a) ayant été confirmée ultérieurement (cf. §V-B-4-b1) au niveau des profils aéroportés L307 et L308 situés un peu plus à l'Ouest (dans la zone C).

5 - Interprétation de la morphologie du toit du marqueur étudié sur le plateau continental sud-armoricain

Au vu des diverses estimations de profondeur calculées au niveau des structures magnétiques (n° 1, 2 et 3) du plateau continental, on peut remarquer que le toit du marqueur magnétique s'approfondit nettement (2-3000m) au niveau de la structure n°1.

Basée sur le fait que les limites Est et Ouest de la structure n°1 semblent correspondre à des accidents de socle importants (affectant également la couverture crétacée d'après les données de Bouysse et Horn, 1968), une première hypothèse pour expliquer les variations de profondeur observées a consisté à envisager pour ces deux accidents un caractère de failles normales limitant un compartiment central effondré (Fig.36), cette hypothèse étant compatible avec l'allure des escarpements de failles observés en surface dans cette zone par Guilcher et Pinot (1972).

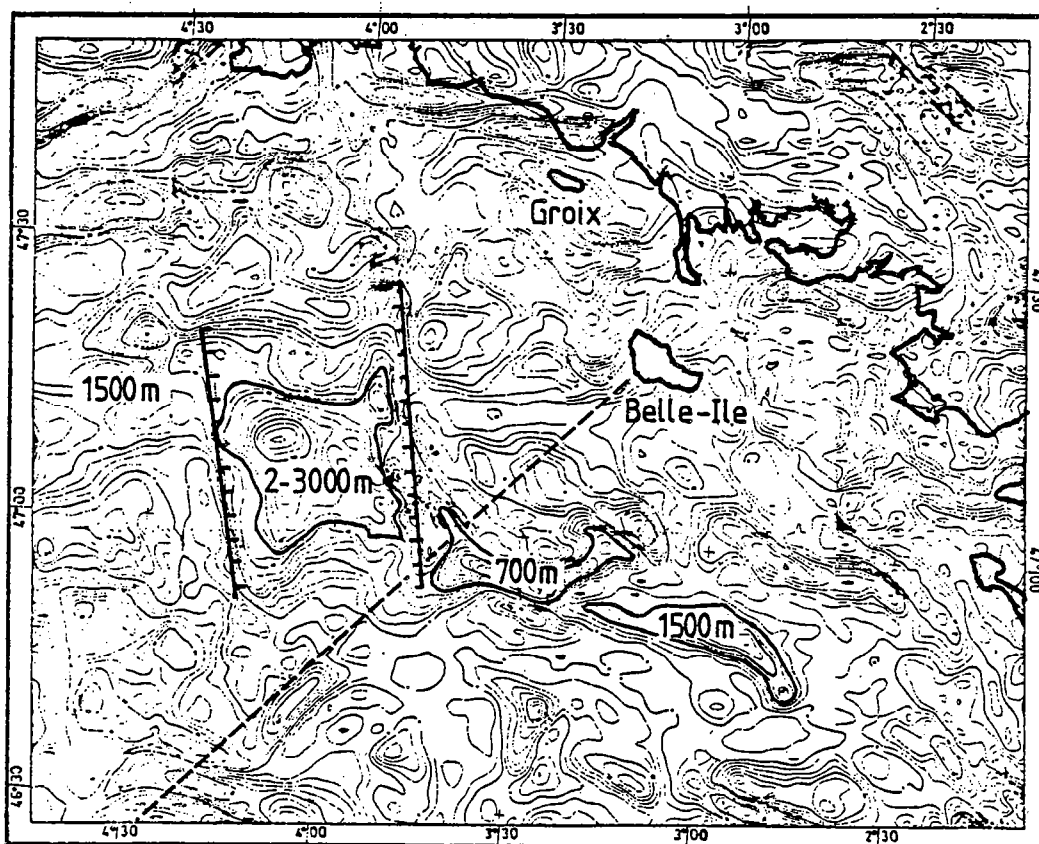


Fig.36 : Variations de profondeur observées au niveau du toit du marqueur magnétique étudié
 ——— faille normale ——— profil réfraction de MARTIN et al (1968)
 ——— hypothétique

D. APPORT DE LA SISMIQUE REFRACTION

Le profil de sismique réfraction effectué sur le plateau continental par Martin et al. (1968) apporte des indications intéressantes sur la nature du socle environnant les différentes structures magnétiques étudiées.

Recoupant en effet le marqueur étudié (profils réfractions A9 et A14) au niveau de la zone séparant les structures n°1 et 2 (Fig.36), ce profil indique l'existence de deux horizons dans le socle antémésozoïque (Fig.37):

- le premier horizon, situé à une profondeur de l'ordre de 700m aux environs des structures magnétiques étudiées, possède une vitesse de l'ordre de 5km/s qui a été attribuée à la formation des porphyroïdes de Belle-Ile (Martin et al., 1968; Lefort et Haworth, 1979).

La structure n°2 située à l'Est de ce profil réfraction semblerait ainsi par les diverses profondeurs évaluées subaffleurante au toit de cette formation.

- le deuxième horizon dont la vitesse est de l'ordre de 6km/s, a été attribué par Martin et al. (1968) au "socle métamorphique profond".

Ce socle qui s'approfondit par faille normale à une vingtaine de kilomètres au Sud de Belle-Ile (Fig.37) paraît au niveau des profils réfractions A9 et A14 être situé à une profondeur de 1800-2000m (extrapolation). Ainsi la structure n°1 dont le toit a été fixé, dans les différents modèles proposés, à une profondeur d'environ 2-3000m pourrait être affleurante au toit de ce socle.

La seconde hypothèse (plus vraisemblable) pour expliquer les différences de profondeurs notables observées entre les structures n°1 et 2 consisterait donc à envisager pour celles-ci une situation subaffleurante au toit de deux différents horizons du socle antémésozoïque.

III. ETUDE DU MARQUEUR AU NIVEAU DU BASSIN AQUITAIN (ZONE A2)

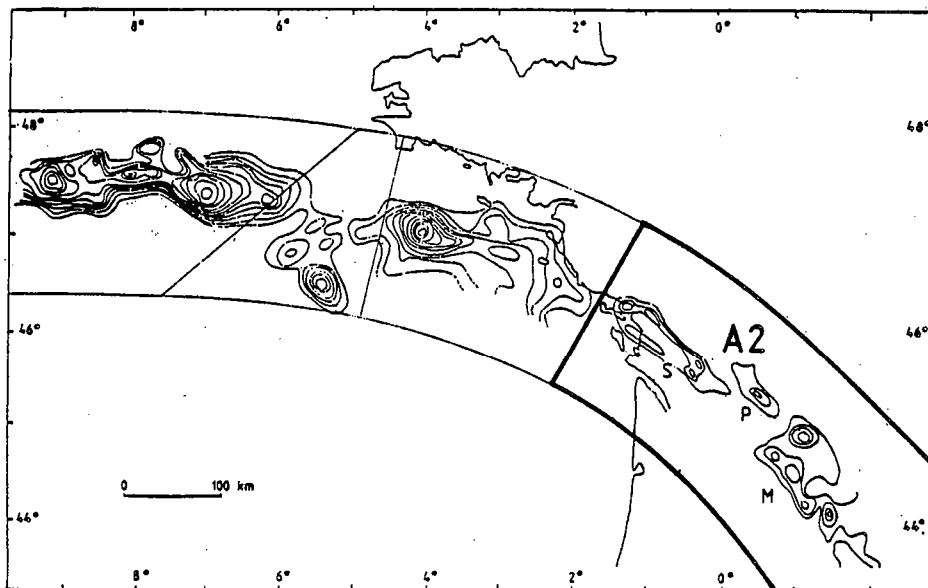


Fig.38a : Localisation des anomalies magnétiques étudiées dans le Bassin Aquitain
(S : Saintes, P : Périgueux, M : Montauban)

A. STRUCTURE DU SOCLE AQUITAIN

Le socle aquitain recouvert par une épaisse couverture sédimentaire d'âge mésozoïque a été reconnu lors de nombreux forages pétroliers tantôt sous la forme de formations métamorphiques indifférenciées, tantôt sous la forme de formations sédimentaires paléozoïques peu métamorphisées (Fig.38b).

Sur sa bordure septentrionale, ce socle est caractérisé en magnétisme par des anomalies possédant des directions "armoricaines" (Lefort, 1980): les anomalies de Saintes, Périgueux et Montauban semblent ainsi prolonger le marqueur magnétique étudié précédemment sur le plateau continental, leur intensité étant cependant nettement moins importante.

B. MODELISATION DES ANOMALIES DE SAINTES, PERIGUEUX ET MONTAUBAN

Vu l'orientation de ces structures (N120° à N130°) une modélisation à partir des profils magnétiques rabattus Nord-Sud du lever (FRANCE, 3000m) a du être écartée.

Dans la région de Saintes ce sont les profils aéromagnétiques levés à 600m par la S.A.P.A. pour la SHELL qui, recoupant les structures de manière très satisfaisante (pratiquement perpendiculairement, Fig.39a), ont été sélectionnés pour la modélisation des

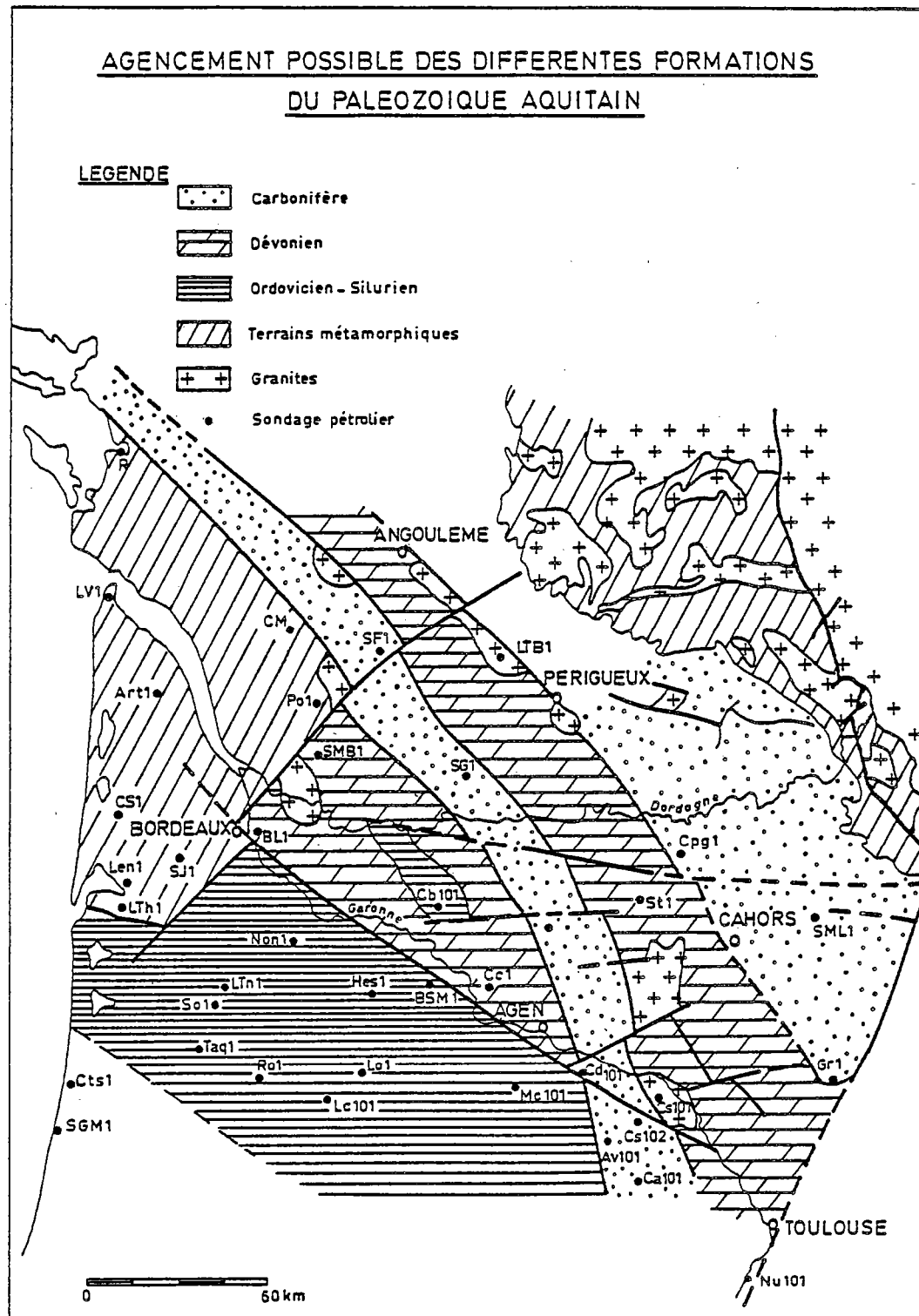


Fig.38b : Ecorché du socle antémésozoïque Aquitain (d'après Le Pochat, 1984).

sources. Ces profils "volés" à 600m ont également l'avantage sur les profils "volés" à 3000m d'être plus "dynamiques" du fait d'un rapprochement substantiel du niveau des sources.

Ailleurs (région de Périgueux et de Montauban) l'interprétation a été effectuée à partir de profils prélevés sur les cartes magnétiques d'isovaleurs au 1/200000e (FRANCE, 3000m).

1 - Modélisation des anomalies de Saintes

Le marqueur magnétique se présente dans cette région sous la forme de deux anomalies subparallèles (Fig.39a) de direction N130° sur une longueur d'environ 100 kilomètres. Les sources responsables peuvent ainsi sans difficulté majeure être assimilables à des structures bidimensionnelles et traitées comme telles.

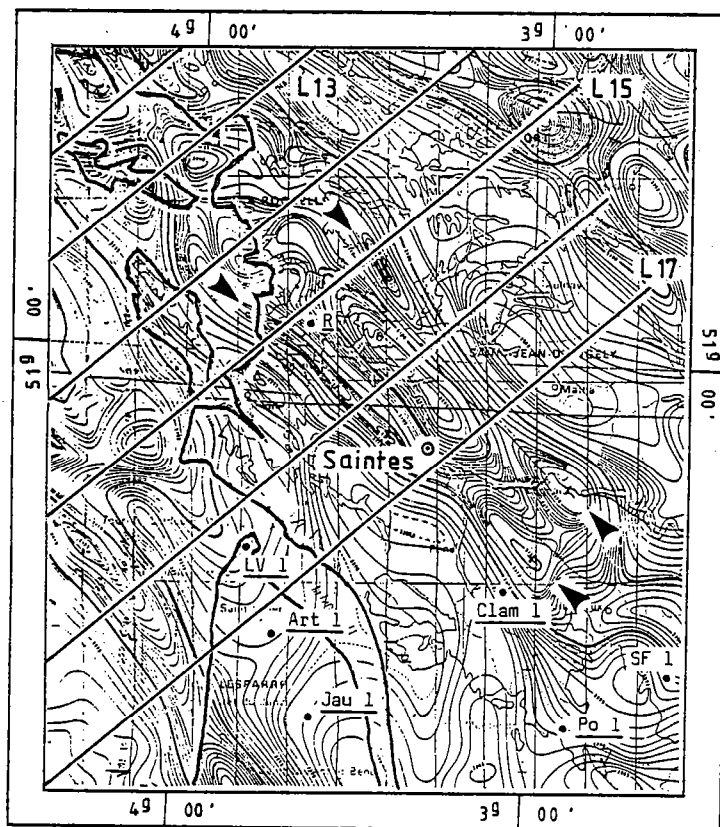


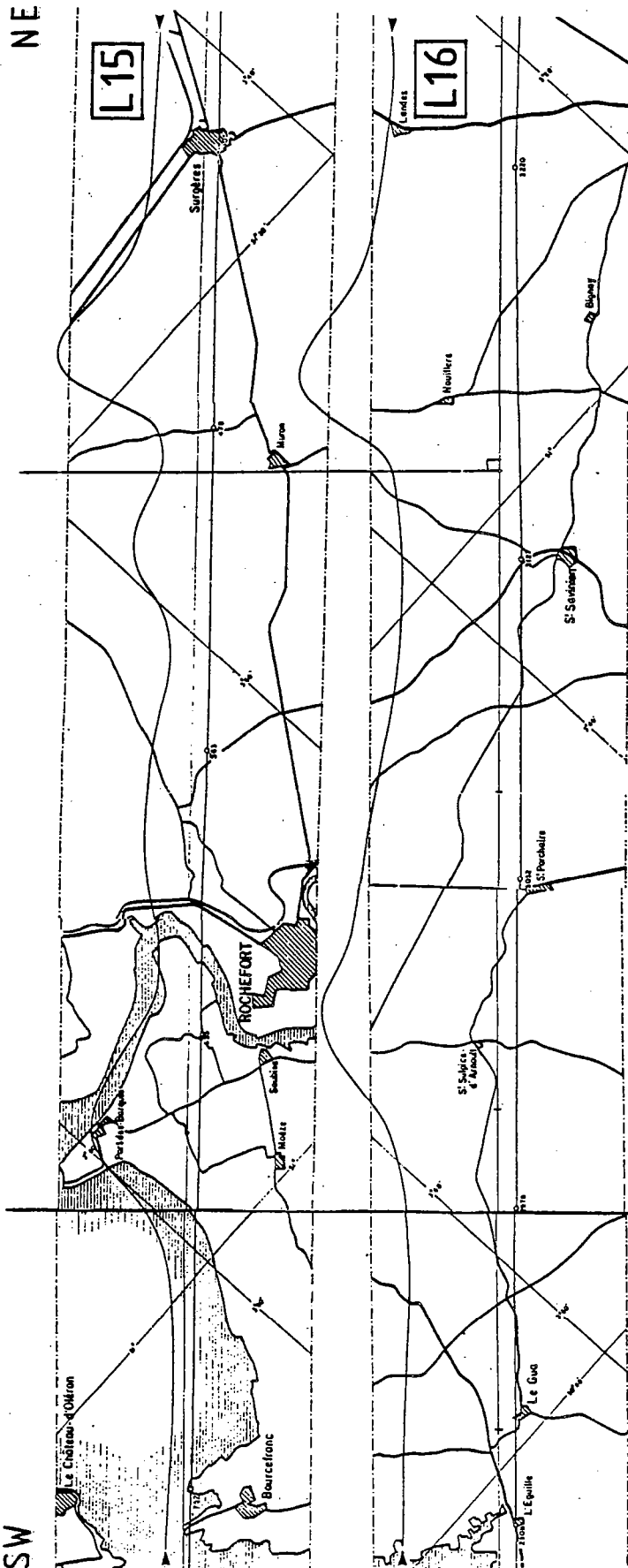
Fig.39a : Carte magnétique de la région de Saintes (extraite de la carte magnétique de la France au 1/1 000 000)

- anomalies étudiées ◀ ——— profils SAPA-SHELL (600 m)
- localisation des forages ayant atteint le socle métamorphique (seul le forage de Saint Félix SF1 a rencontré du Carbonifère)

De par la forme asymétrique (flanc sud à pente assez raide, flanc nord à pente plus douce) des anomalies observées sur les différents profils SAPA-SHELL levés dans cette région (Fig.40), deux modèles peuvent a priori être envisagés:

- des failles de socle à rejet sud en cas d'aimantation purement induite
- des corps magnétiques à forte aimantation rémanente

SW

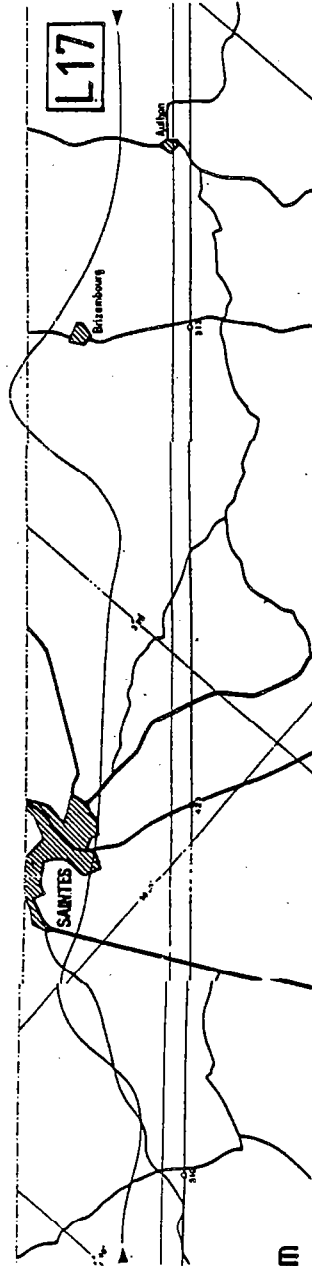


Profils rabattus SAPA/SHELL

100 nT

altitude de vol : 600 m

0 5 10 km



Ces deux modèles seront examinés successivement selon le type d'aimantation envisagée.

a. Modèle de failles à rejet sud (aimantation induite)

Modélisation à partir des données magnétiques

Un tel modèle de faille, appliqué aux deux anomalies magnétiques subparallèles (Fig.39a), déterminerait alors dans cette région un approfondissement du socle, du Nord vers le Sud, au moyen d'un système de deux "marches d'escaliers" séparant des compartiments de socle effondrés. Ce système étant compatible en première approche avec l'ennoiement effectivement observé du Nord vers le Sud du socle hercynien sous la couverture mésozoïque aquitaine, un tel modèle a été testé au niveau du profil L17 (SAPA-SHELL, 600m), les profondeurs des divers compartiments envisagés (3) du socle antémésozoïque ayant été contraintes de la manière suivante:

.la profondeur du compartiment méridional a été estimée à environ 1700m d'après les données des forages qui l'ont atteint (ce socle s'avérant de nature métamorphique, Fig.38 et 39a).

.la profondeur du compartiment central (compris entre les deux anomalies magnétiques subparallèles) a été estimée d'après les données d'un forage (Rochefort-en-Terre) qui a atteint le toit du socle métamorphique à la côte 809m (Fig.38 et 39a).

.quant au compartiment septentrional où aucun forage n'a été effectué, la profondeur moyenne du toit du socle a été estimée à environ 500m après consultation de divers documents:

- carte des isobathes du socle antémésozoïque de Winnock (1968)
- carte des isobathes du socle d'après la gravimétrie (Rousseau, 1980)
- carte des isobathes du socle magnétique (Vaillant, 1972).

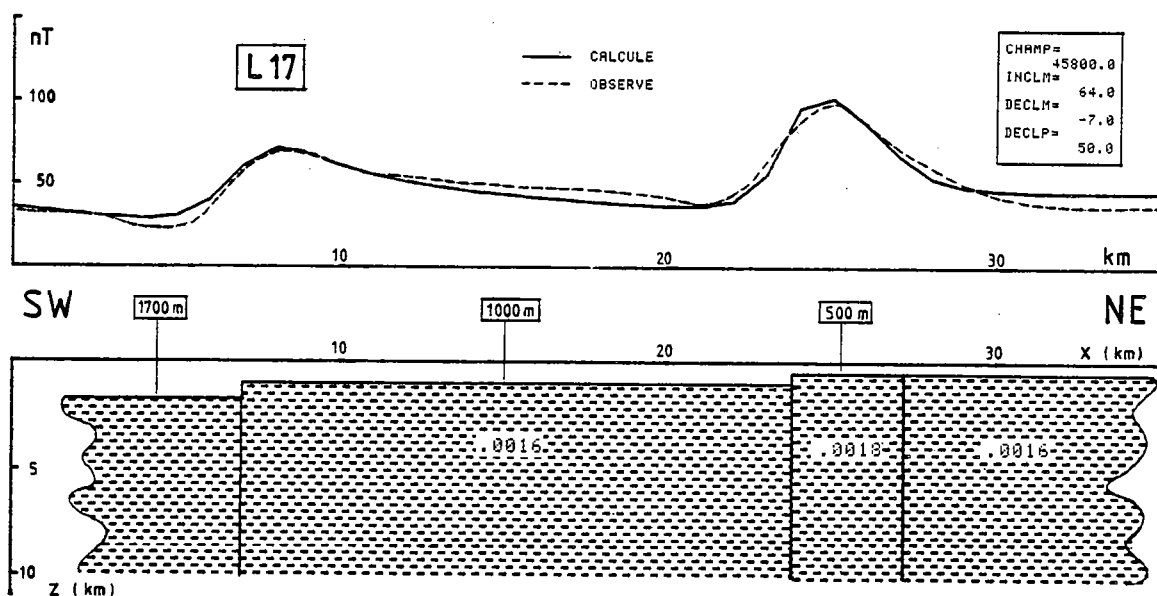


Fig.41 : Modèle magnétique à aimantation purement induite (failles de socle à rejet sud)

← Fig.40 : Profils magnétiques rabattus (extraits) du lever SAPA-SHELL (600 m) recoupant la zone étudiée

[illegible]

La meilleure coïncidence en amplitude relative des courbes calculées et observées (Fig.42) a ainsi été obtenue à l'aplomb des failles:

.en adoptant un contraste de densité de $0,3\text{g/cm}^3$ entre le socle et la couverture mésozoïque, ce fort contraste étant tout à fait raisonnable au vu des estimations de densités concernant ces formations (couverture: $2,54\text{g/cm}^3$, socle cristallophyllien: $2,79$ à $2,82\text{g/cm}^3$ d'après Rousseau, 1980).

.en fixant à 1200m la profondeur du compartiment central.

Ce modèle gravimétrique explique cependant assez mal l'anomalie négative observée à l'aplomb du compartiment central. L'écart noté à ce niveau entre les courbes calculées et observées pourrait toutefois être expliqué par le fait qu'il n'a pas été tenu compte dans le modèle envisagé de la présence éventuelle d'un petit bassin paléozoïque, rempli de matériel carbonifère léger dont l'existence a été envisagée par Le Pochat (1984) sous le nom de bassin paléozoïque de Saintes-Cognac et que cet auteur place précisément entre les deux anomalies magnétiques étudiées (Fig.38b).

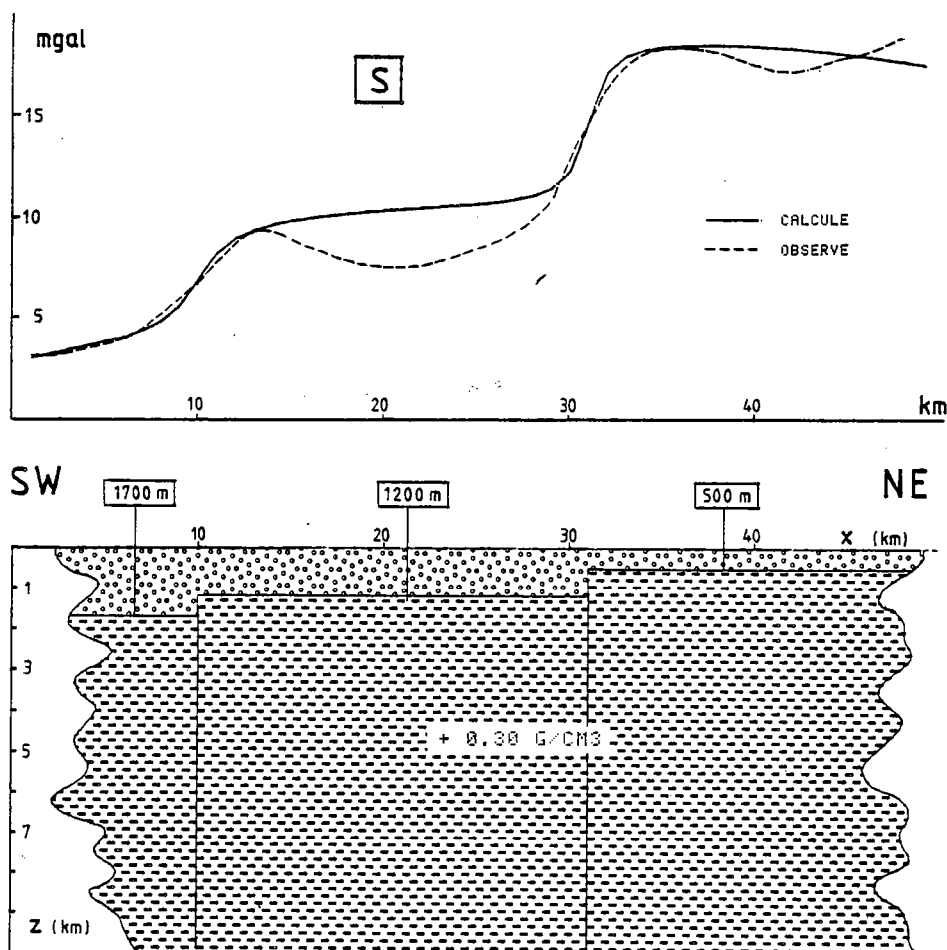


Fig.42 : Modèle gravimétrique établi le long du profil S (localisation sur la fig. 39b)

 socle  couverture mésozoïque

b. Modèle de corps magnétiques à aimantation rémanente

Dans cette deuxième hypothèse la profondeur du toit des corps magnétiques envisagés a été estimée au moyen de la méthode de Spector/Grant, indépendante du mode d'aimantation des sources (Green, 1972).

L'analyse des spectres d'énergies des deux anomalies a et b situées sur le profil L16 (SAPA 600m, Fig.39a et 40) a ainsi révélé des profondeurs respectives de 2100 et 1100m (Fig.43a et b) par rapport au niveau de la mer, la valeur plus importante notée au niveau de l'anomalie la plus méridionale étant compatible avec l'approfondissement du socle Aquitain vers le Sud.

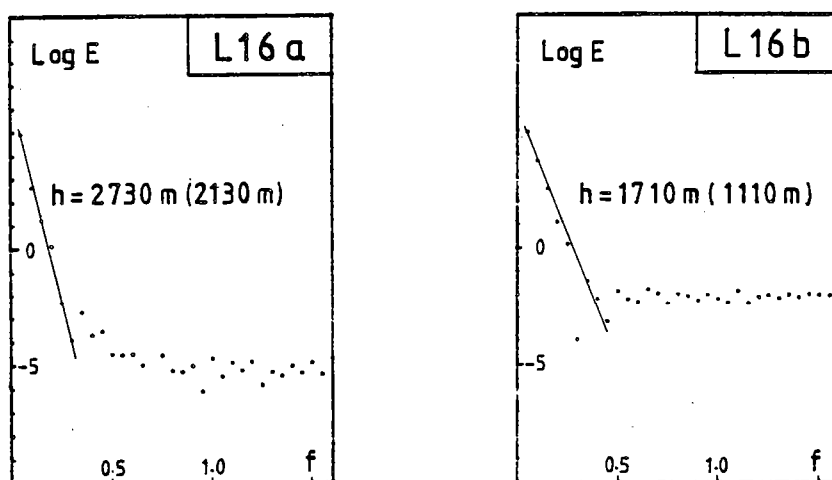


Fig.43 : Spectres d'énergie des anomalies a et b du profil L16 (lever SAPA-SHELL, 600 m).

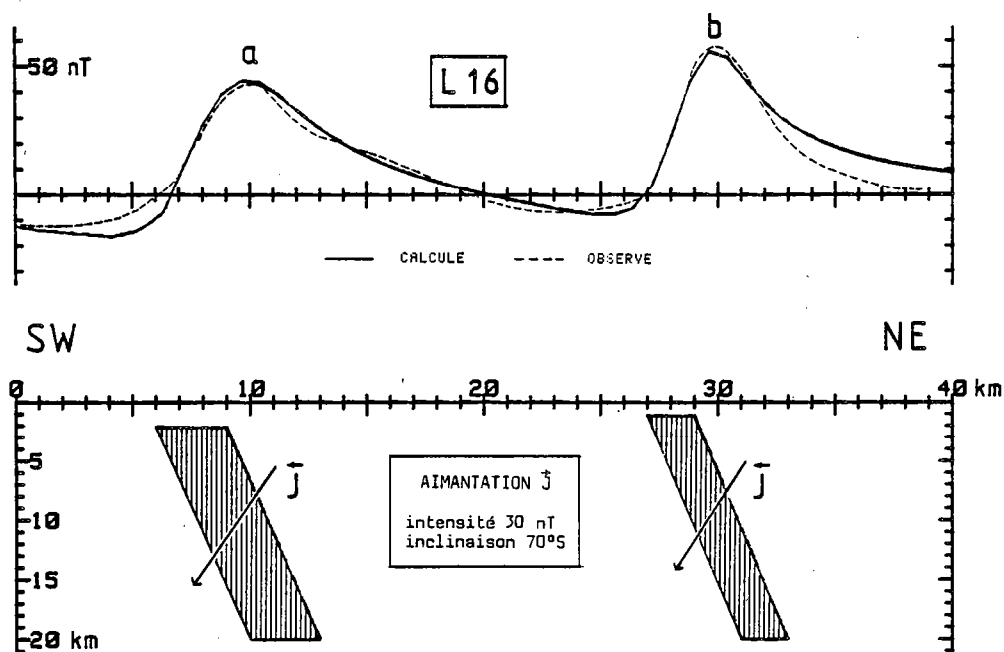


Fig.44 : Modèle magnétique à aimantation rémanente

Ces contraintes de profondeur étant fixées, un modèle magnétique a été recherché au niveau du profil L16 pour les deux structures étudiées, leur direction d'aimantation se situant vraisemblablement d'après les cartes et profils magnétiques disponibles vers le Sud-Ouest.

Une relativement bonne coïncidence des courbes calculées et observées a ainsi été obtenue en envisageant pour les deux structures étudiées un modèle de filon mince fortement penté vers le Nord-Est (respectivement 77°N et 78°N) dont l'aimantation apparente J , résultante des aimantations induite J_i et rémanente J_r , est caractérisée par une intensité de 30 nT et une inclinaison apparente (au niveau du profil étudié) de 70°Sud (Fig.44).

c. Comparaison des deux modèles (induits et rémanents). Relations avec les structures voisines

*Si le premier modèle de faille de socle en "marches d'escalier" semble peu vraisemblable en magnétisme de par la valeur très élevée ($1.6 \cdot 10^{-3}$ u.e.m. CGS) de la susceptibilité adoptée pour ce socle (valeur qui supposerait un socle de nature basique), ce modèle apparaît par contre plus raisonnable en gravimétrie.

*le deuxième modèle (corps magnétiques fortement pentés à aimantation rémanente) qui explique de façon plus raisonnable les anomalies magnétiques observées a été retenu du fait qu'il offrait le double avantage :

.d'être compatible avec les données de la sismicité de cette région, particulièrement importante au niveau de l'île d'Oléron où une faille de direction comparable ($N115^\circ$) et présentant une forte pente vers le Nord-Est a été mise en évidence par Delhay (1976) (cf. §VI-A)

.de présenter des relations géométriques très étroites avec les structures étudiées plus à l'Ouest sur le plateau continental. L'analyse conjointe de la carte magnétique (FRANCE 3000m, Edition BRGM) et des profils SAPA-SHELL montre en effet que les structures modélisées en terme de filon mince à pendage Nord dans la région de Saintes se raccordent parfaitement aux structures n°2 et 3 du plateau continental où un modèle analogue a été envisagé dans le cas induit.

2 - Modélisation de l'anomalie de Périgueux

Vers l'Est les anomalies magnétiques de la région de Saintes semblent se poursuivre à l'intérieur du Bassin Aquitain à travers l'anomalie magnétique de Périgueux, un léger décrochement senestre décalant toutefois leur alignement apparent (Fig.38a).

Cette anomalie de direction $N130^\circ$ (Fig.45a) qui se superpose à une anomalie lourde (Fig.45b) est recoupée de façon défavorable par les profils rabattus du lever (FRANCE,

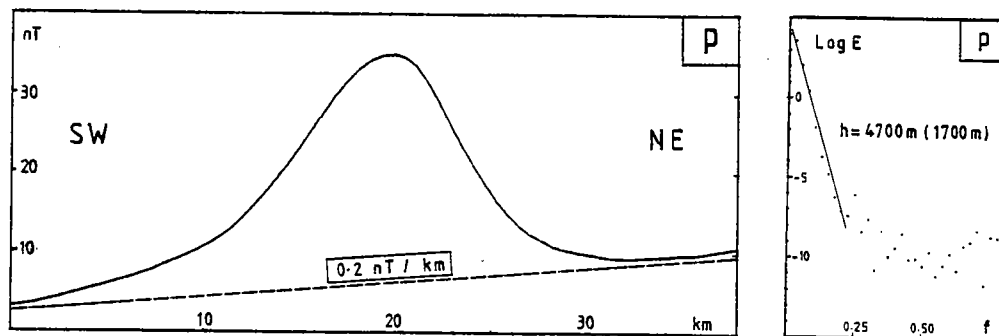


Fig.46 : a : profil magnétique P étudié (lever France 3 000 m)
b : spectre d'énergie correspondant.

3000m): son interprétation a donc été réalisée à partir d'un profil (P) prélevé sur la carte magnétique d'isovaleurs de Limoges au 1/200000e (Fig.45a). La forme de l'anomalie observée sur ce profil (Fig.46a) suggère un modèle de dyke qui a été testé par application du programme Koulomzine, une régionale d'environ 0,2 nT/km vers le Nord (interprétable en

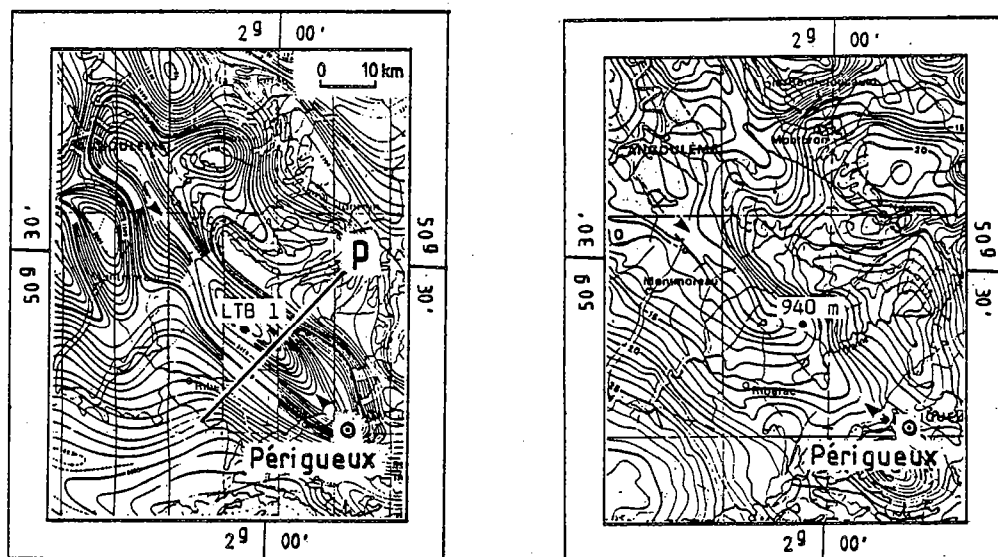


Fig.45a : Carte magnétique de la région de Périgueux (extraite de la carte magnétique de la France au 1/1 000 000)

► anomalie étudiée ◀ — profil P interprété
• localisation du forage LTB1 ayant atteint le socle.

Fig.45b : Carte gravimétrique de la région de Périgueux (extraite de la carte gravimétrique de la France au 1/1 000 000).

► anomalie lourde ◀ • cote du forage LTB1 ayant atteint le socle.

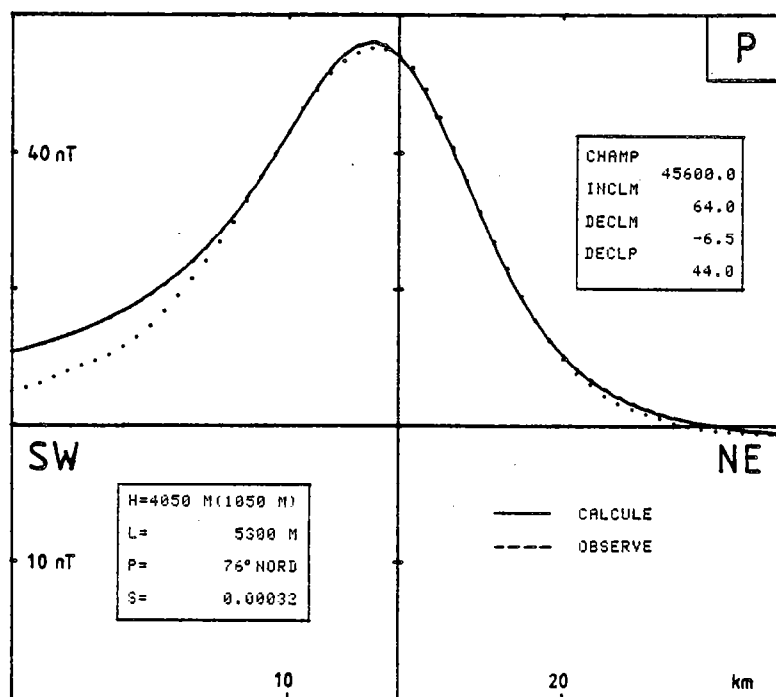


Fig.47 : Application de la méthode KOULOMZINE au profil P.

terme de remontée assez douce du socle magnétique dans cette région) ayant été préalablement enlevée (Fig.46a). La méthode utilisée indique pour ce dyke une largeur de 5km et un pendage Nord-Est (Fig.47). Quant à la profondeur estimée (1050m) elle s'avère plus proche des données de forage (950m pour le toit du socle dans cette région) que celle (1700m) calculée à partir du spectre d'énergie du même profil (Fig.46b).

3 - Modélisation de l'anomalie de Montauban

Au Sud Est de l'anomalie de Périgueux on rencontre enfin une série d'anomalies qui bien que ne présentant pas pour certaines d'entre elles (de par leurs formes subcirculaires) de directions "armoricaines" nettes, semblent cependant par leur disposition en "chapelet" (Fig.48a) selon une direction N130° prolonger les anomalies de Saintes avec lesquelles elles apparaissent en alignement apparent. Vis à vis de ces dernières les anomalies les plus méridionales (région de Montauban) présentent de fortes analogies de forme (flancs Sud assez prononcés par rapport à des flancs Nord peu pentés). On retrouve d'ailleurs à nouveau dans cette zone le fort gradient gravimétrique vers le Sud (Fig.48b) qui existait dans la région de Saintes.

Un essai de modélisation a été effectué sur l'anomalie de Montauban le long d'un profil (m) prélevé sur la carte magnétique d'isovaleurs de Montauban au 1/200000e (Fig.48a). Deux hypothèses ont été par ailleurs formulées selon le type d'aimantation envisagée (induite ou rémanente).

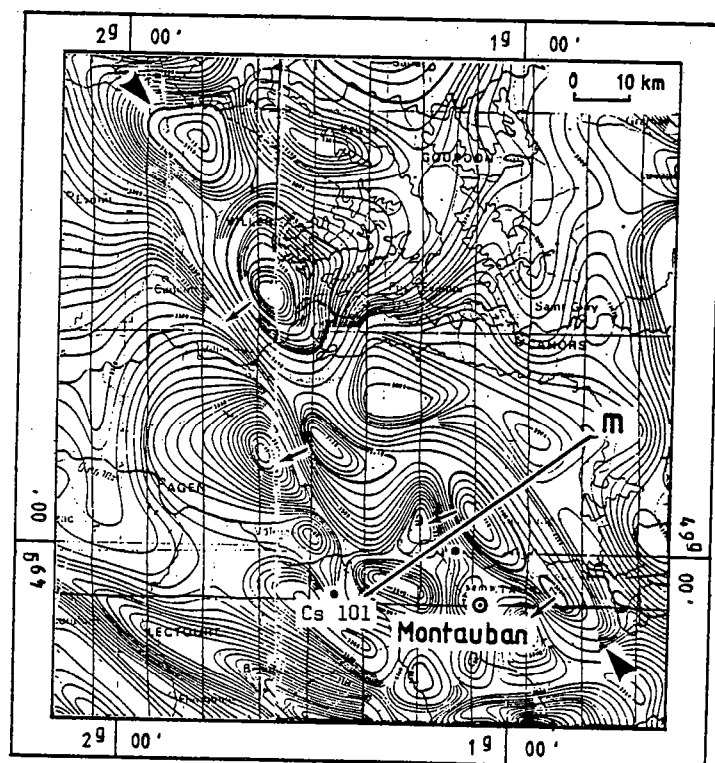


Fig.48a : Carte magnétique de la région de Montauban (extraite de la carte magnétique de la France au 1/1 000 000).

- anomalies magnétiques de Bergerac-Montauban ◀ ——— profil m interprété
- ◀ directions d'aimantation supposées dans le cas rémanent
- localisation des forages ayant atteint le socle antémésozoïque (de nature vraisemblablement paléozoïque)

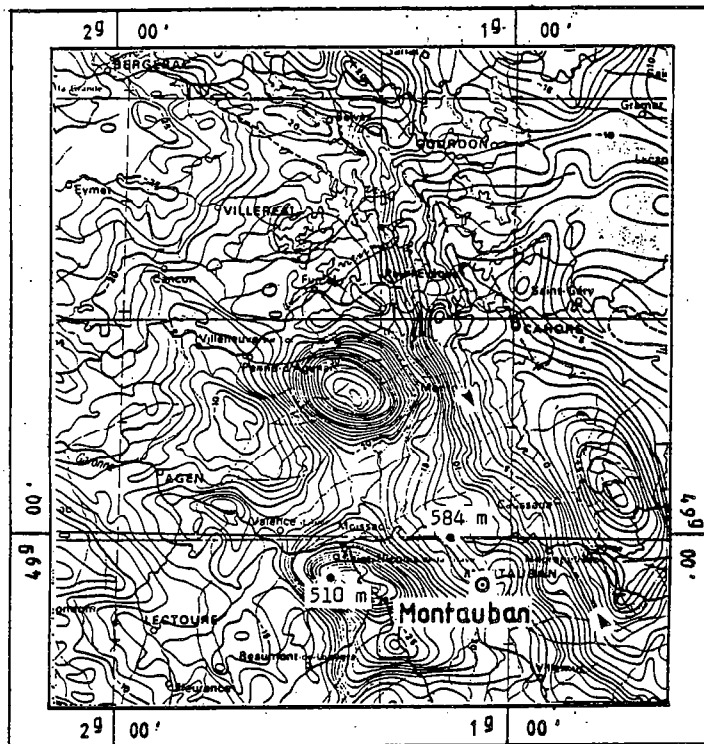


Fig. 48b : Carte gravimétrique de la région de Montauban (extraite de la carte gravimétrique de la France au 1/1 000 000).

- localisation de la zone à fort gradient vers le Sud ◀
- cotes des forages ayant rencontré le socle antémésozoïque.

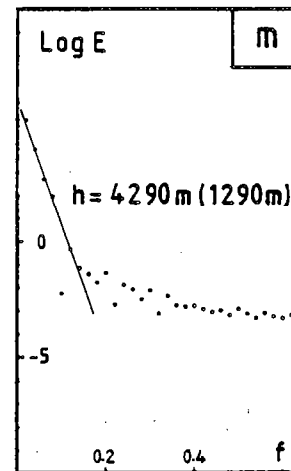


Fig. 49 : Spectre d'énergie du profil m

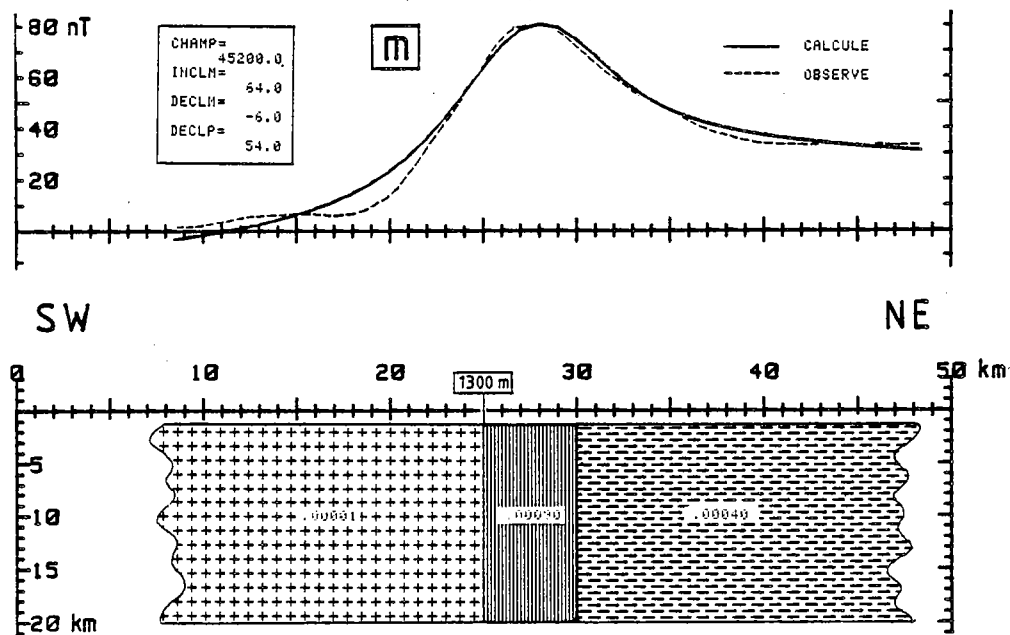


Fig. 50 : Modèle magnétique à aimantation purement induite

 corps de nature basique
  et
  socles de nature différente

a.hypothèse d'une aimantation purement induite

Un modèle de faille de socle à rejet Sud, testé dans un premier temps, ne pouvant rendre compte de l'anomalie observée, l'existence d'un corps magnétique a été envisagée. La profondeur évaluée (1300m) à partir du spectre d'énergie du profil étudié (Fig. 49) est à rapprocher de l'estimation de la profondeur de toit du socle de densité 2,8 estimée dans cette zone à 1350m par la gravimétrie (Rousseau, 1980).

Dans cette hypothèse, le corps magnétique serait affleurant au toit du socle métamorphique (antépaléozoïque?) et non pas intrusif dans les sédiments paléozoïques (dont le toit a été estimé à 5-600m d'après les forages, Fig.48b) comme le granite de Castel Sarrazin (Rousseau, 1980).

Dans le modèle proposé (Fig.50), des différences importantes (4.10^{-4} u.e.m CGS) de susceptibilité du socle ont du être envisagées de part et d'autre du corps magnétique afin d'expliquer la dissymétrie des flancs Nord et Sud de l'anomalie observée.

b.hypothèse d'une aimantation rémanente importante

Cette seconde hypothèse est fortement appuyée par l'allure en plan (carte "volée" à 3000m) des différentes anomalies de la région de Montauban (Fig.48a), la direction d'aimantation des sources (notée par des petites flèches sur la figure 48a) paraissant orientée vers le Sud-Ouest. Un modèle de corps magnétique à forte aimantation rémanente a donc été envisagé en reprenant la profondeur (1300m) et la largeur (5Km) évaluées dans le premier modèle (cas induit).

Un modèle de filon mince à fort pendage (78°) vers le Nord Est et possédant une aimantation apparente d'inclinaison $70^\circ S$ et d'intensité 35 nT expliquerait ainsi de façon plus raisonnable l'anomalie observée (Fig.51).

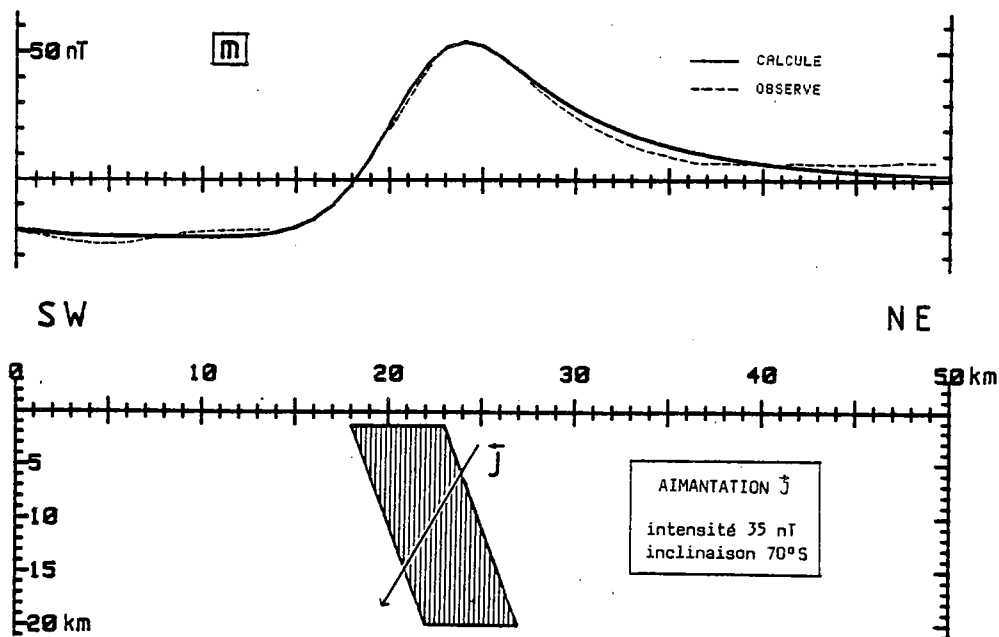


Fig.51 : Modèle magnétique à aimantation rémanente

4 - Conclusions sur l'étude du marqueur magnétique au niveau du bassin aquitain

A la lumière de la modélisation des anomalies de Saintes, Périgueux et Montauban, il semble qu'un modèle de source magnétique vraisemblable soit celui de structures intrasocles (dykes) fortement pentées vers le Nord-Est (les pendages évalués se situant tous aux environs de $76-78^\circ$). L'aimantation de ces structures peut être purement induite (Périgueux) ou fortement rémanente (Saintes, Montauban), les caractéristiques d'aimantation envisagées étant par ailleurs quasiment identiques dans ces deux dernières régions: intensité d'aimantation 30 à 35 nT, inclinaison apparente 70° Sud-Ouest -à rapprocher éventuellement des fortes inclinaisons magnétiques observées à l'ordovicien au niveau de la plaque Armorica (Perroud et al., 1984).

Les structures magnétiques du Bassin Aquitain posséderaient donc apparemment la même géométrie (dyke à pendage Nord) que les structures (n°2 et 3) du plateau continental avec lesquelles elles sont d'ailleurs en parfaite continuité. On peut ainsi envisager raisonnablement l'existence, depuis le plateau continental jusqu'à l'intérieur du Bassin Aquitain, d'un accident de socle penté vers le Nord sur une longueur d'environ 600km (Fig. 38a). La prolongation éventuelle de cet accident au-delà de la région de Montauban n'apparaît toutefois pas clairement en magnétisme.

C. APPORT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

Si le marqueur magnétique étudié semble se traduire directement en gravimétrie sous la signature d'une anomalie lourde (région de Périgueux) ou d'un fort gradient vers le Sud-Ouest (régions de Saintes et de Montauban), il apparaît également que les données gravimétriques appuient sous deux autres signatures l'existence dans le socle Aquitain, d'un accident important à direction armoricaine:

.en montrant que la répartition des granites cachés sous la couverture mésozoïque (Fig.52) n'est pas aléatoire et qu'elle semble apparemment guidée par des directions armoricaines. Il apparaît ainsi raisonnable de supposer que la mise en place de ces granites, considérés comme tardihercyniens (Autran et al., 1976) s'est faite à la faveur d'un accident crustal important (à la manière des leucogranites sud-armoricains générés à partir du cisaillement sud-armoricain),

.à travers l'étude des anomalies gravimétriques "larges": ainsi la modélisation de l'anomalie de Libourne (Rousseau, 1980) a conduit son auteur à envisager une source très profonde (toit à 17km) constituée par du matériel basique lourd, la forme géométrique proposée (Fig.52) pour cette structure étant celle d'un demi-cylindre vertical limité curieusement au Nord-Est par une face plane à direction "armoricaine"...

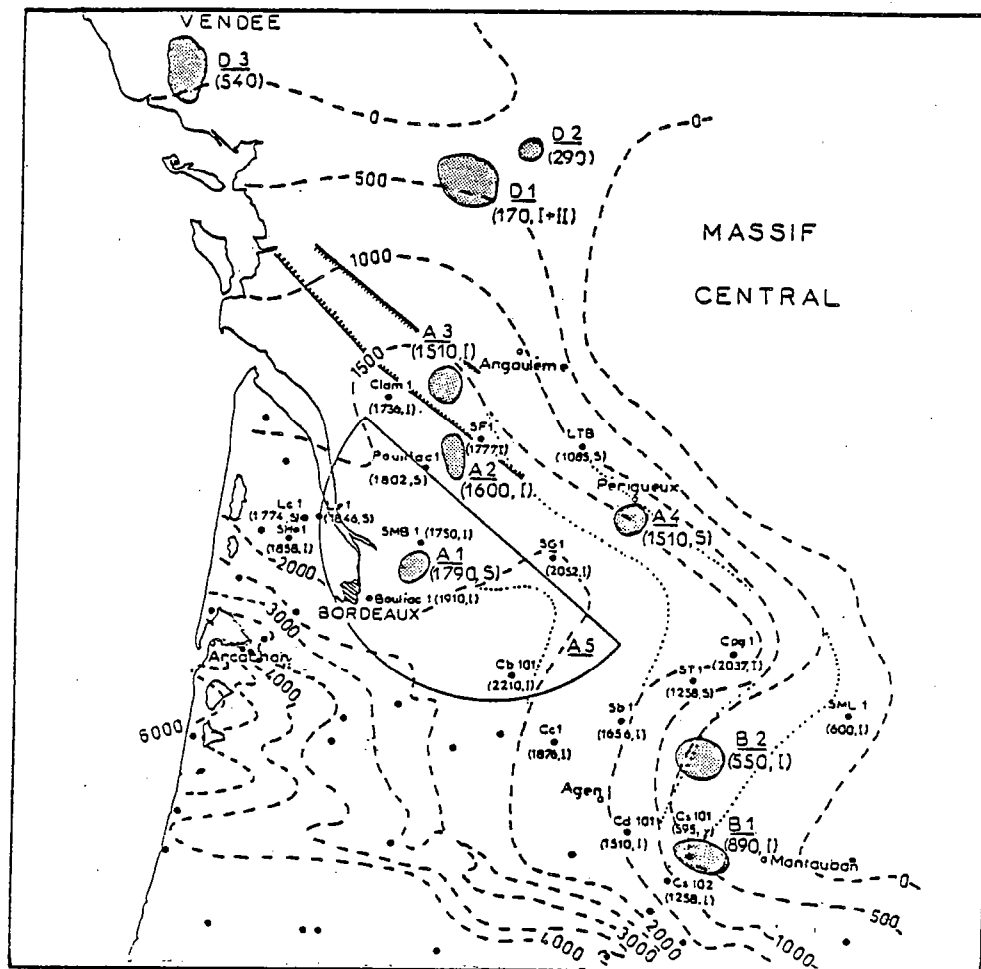
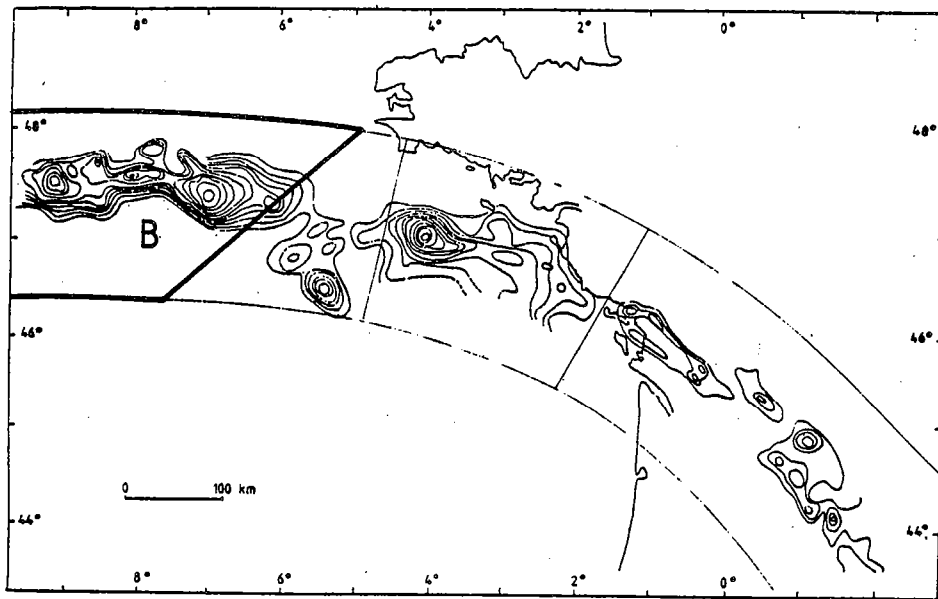


Fig.52 : Apport des données gravimétriques (d'après ROUSSEAU, 1980)

----- Isobathes du toit du socle antémésozoïque d'après les données gravimétriques.

- Granites cachés sous la couverture mésozoïque
- forages ayant atteint le socle

A5 Structure profonde expliquant l'anomalie large de Libourne



IV. ETUDE DE L'ANOMALIE MAGNETIQUE DE MERIADZEK (ZONE B)

A. SITUATION GEOGRAPHIQUE. PROBLEME D'EFFET DE BORD

De par sa situation géographique, cette anomalie entièrement comprise entre les isobathes 200m et 4000m (Fig.53a) se situe clairement à l'aplomb de la pente continentale: ce contexte rend ainsi son interprétation assez délicate. En effet, un certain nombre d'anomalies situées dans ce même contexte de pente continentale comme la très étudiée ECMA (Eastern Coast Magnetic Anomaly) située au large de la côte Est des Etats-Unis ou encore certaines anomalies situées sur la marge continentale Nord-est de Terre-neuve, ont été interprétées par certains auteurs (Fenwick et al., 1968; Keen, 1969) en terme d'effets de bord magnétiques. Ceux-ci sont explicables en partie par le contact existant en profondeur entre un manteau océanique jugé peu magnétique et une épaisse croûte continentale, et en partie par l'effet topographique de surface du à la remontée du socle au niveau de la pente continentale. Un effet topographique ayant été précisément mis en évidence (§B) dans la "zone de Mériadzek" étudiée, la quantification d'un effet de bord probable a été tentée dans cette région (§C).

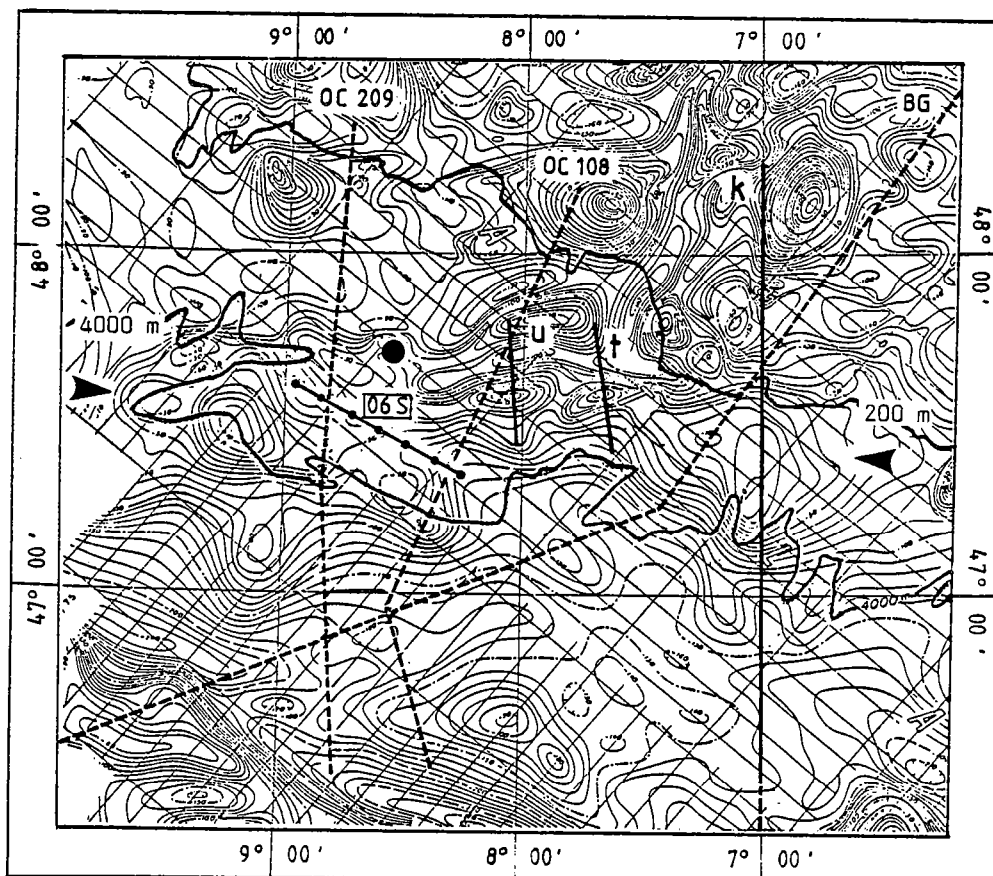


Fig.53a : Carte magnétique de la zone B (extraite de la carte magnétique du GOLFE DE GASCOGNE au 1/1 000 000) ➤ anomalie de Meriadzek ◀

Localisation des profils étudiés :

— magnétiques —••••• sismique (réfraction)
 - - - - - gravimétriques et sismiques (réflexion)

● lieu de dragage de tholites crétacées (PASTOURET et MAURY, 1982)

B. EFFET TOPOGRAPHIQUE

Cet effet topographique se manifeste principalement à travers la présence systématique d'anomalies magnétiques (définissant l'anomalie globale de Meriadzek) à l'aplomb de horsts de socle modélisés en gravimétrie par Bacon et Gray (1971) et Lalaut (1981) à partir de trois profils recoupant l'anomalie étudiée (Fig.53b et c; Fig.54a, b, c).

Cette corrélation topographie-magnétisme apparaît également dans la région du Canyon de Shamrock où l'isobathe (4000m) semble "contourner" la terminaison occidentale de l'anomalie de Meriadzek (Fig.53b).

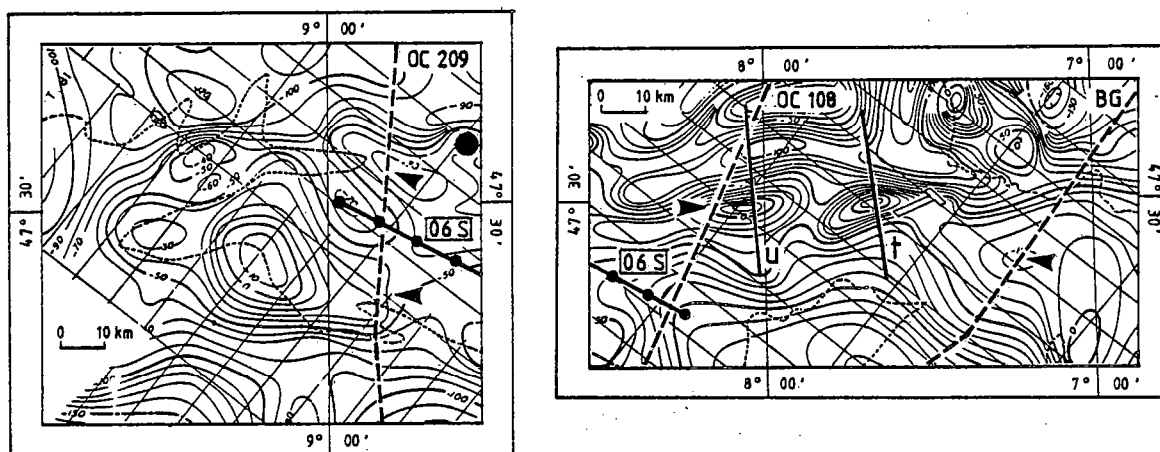


Fig.53b et c : cartes magnétiques extraites de la carte magnétique du Golfe de Gascogne.

Localisation des horsts de socle modélisés par Bacon et Gray (1971) et Lalaut (1981) le long des profils BG, OC 108 et OC 209 -----

b: terminaison occidentale de l'anomalie de Meriadzek.

----- isobathe 4000m,

● lieu de dragage de tholites crétacées (Pastouret et Maury, 1982)

c: partie centrale de l'anomalie de Meriadzek avec localisation des profils magnétiques u et t étudiés.

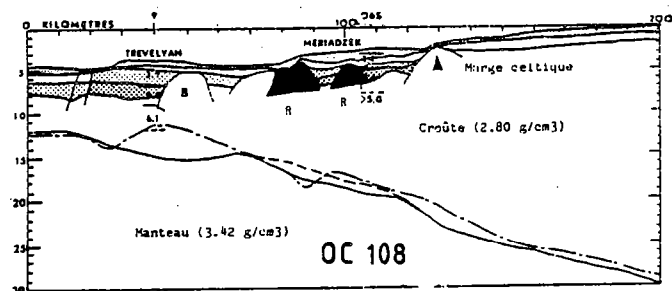
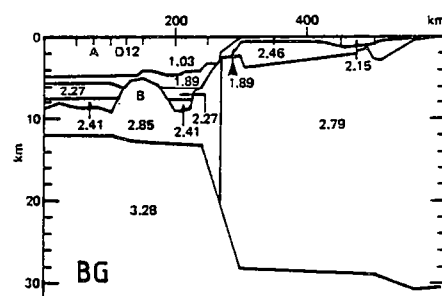
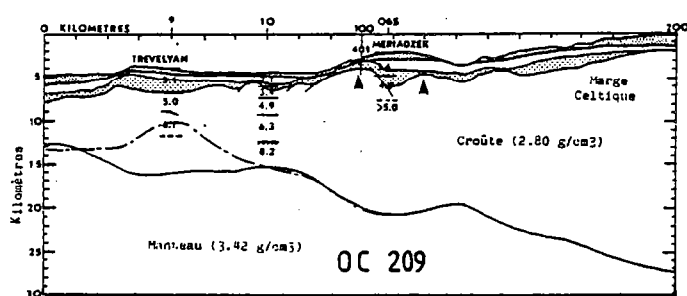


Fig. 54 a, b et c

Localisation des horsts de socles A modélisés le long des profils gravimétriques BG (BACON et GRAY, 1971), OC 108 et OC 209 (LALAUT, 1981).

R: Corps gravimétriques légers

C. MODELISATION DE L'EFFET DE BORD

Afin de vérifier si un phénomène d'effet de bord magnétique pouvait expliquer en partie ou en totalité l'anomalie observée à l'aplomb de la pente, un modèle magnétique de marge sud-armoricaine a été élaboré le long d'un profil magnétique K Nord-Sud (Golfe de Gascogne, 500m) recoupant perpendiculairement l'anomalie étudiée au niveau du méridien 7°W (Fig.53a).

La géométrie globale de ce modèle magnétique a été établie à partir des divers modèles gravimétriques concernant la marge sud-armoricaine (Bacon, Gray et Matthews, 1969; Bacon et Gray, 1971; Lalaut, 1981), la profondeur maximale des sources magnétiques ayant été toutefois ramenée à 20 kilomètres (Température de Curie).

1 - Analyse de l'effet de bord

Dans les deux variantes envisagées pour le modèle magnétique (Fig.55 et 56) l'effet de bord calculé à l'altitude de 500m, a pu être décomposé en deux anomalies bien distinctes:

.une **anomalie négative** qui liée au contact croûte océanique/croûte continentale amincie ne concerne pas directement la zone de Meriadzek située une centaine de kilomètres plus au Nord

.une **anomalie positive** qui liée à la morphologie de la marge au niveau de la pente continentale concerne la zone B étudiée.

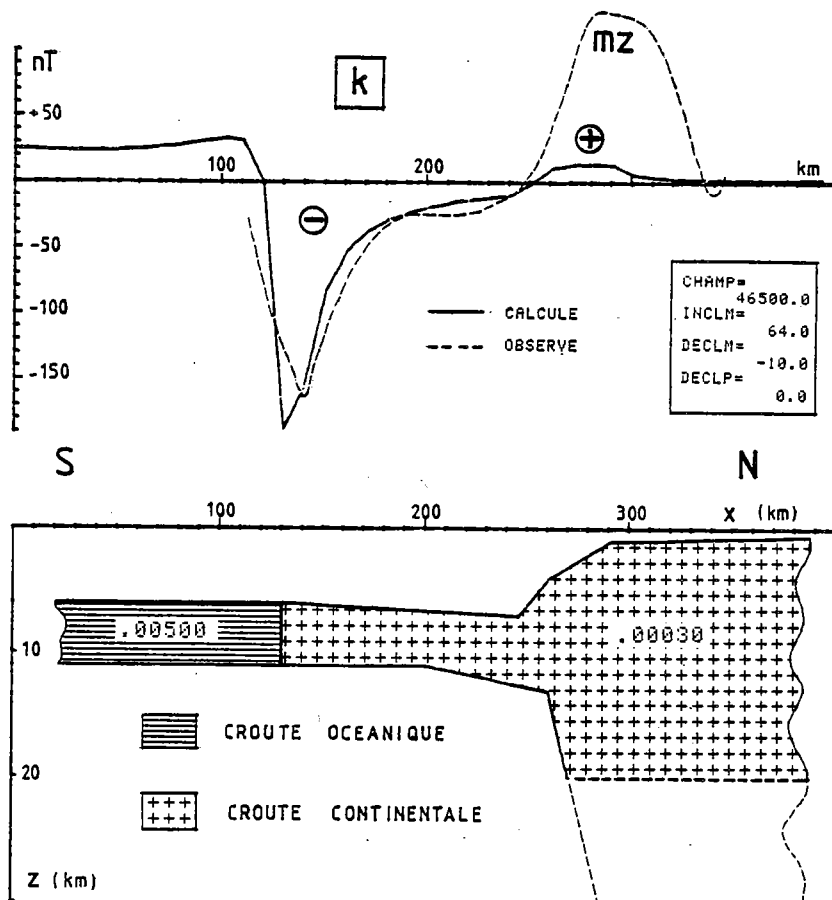


Fig. 55 : Modèle magnétique n° 1

2 - Les deux modèles magnétiques envisagés

Selon la valeur de susceptibilité adoptée pour la croûte continentale deux variantes ont été proposées pour le modèle magnétique:

a. modèle n°1

Dans ce modèle (Fig.55) des valeurs raisonnables de susceptibilité ont été attribuées à la croûte continentale (3.10^{-4} u.e.m CGS) et à la croûte océanique (5.10^{-3} u.e.m CGS). De la comparaison des effets calculés et observés, il ressort que:

.1.'anomalie négative observée dans la partie Sud du profil K volé à 500m peut être expliquée raisonnablement par le contact entre une croûte océanique très magnétique et une croûte continentale amincie plus faiblement magnétique;

.1.'anomalie positive "mz" (anomalie de "Meriadzek") observée dans la partie Nord du profil K ne peut être expliquée par la faible anomalie positive calculée à l'aplomb de la pente continentale.

b. modèle n°2

Dans ce modèle (Fig.56), a été recherchée une valeur de susceptibilité de croûte continentale pour laquelle une anomalie positive significative pouvait apparaître à l'aplomb de la pente. Ainsi pour une valeur de $1,5 10^{-3}$ u.e.m CGS, l'anomalie positive calculée pourrait expliquer une grande partie de l'anomalie "mz" observée.

Si cette dernière valeur adoptée peut sembler en première approche excessive pour une susceptibilité de croûte continentale "classique", il faut cependant tenir compte du

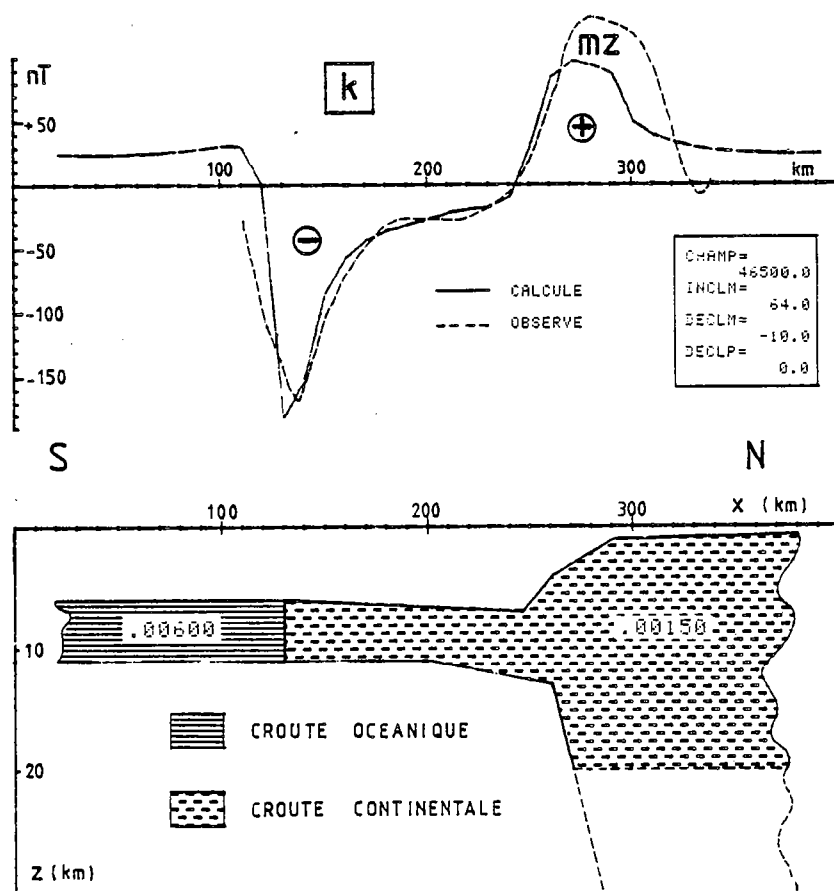


Fig. 56 : Modèle magnétique n° 2

caractère particulièrement riche en intrusions basiques de la zone des "entrées de la Manche" dans laquelle se situe l'anomalie étudiée: la susceptibilité moyenne du socle rencontré dans cette région pourrait de ce fait sans atteindre la valeur envisagée dans le deuxième modèle présenter une valeur nettement plus élevée que dans le premier modèle.

3 - Quantification de l'effet de bord à l'échelle régionale

Entre ces deux modèles "extrêmes", la quantification de la part de l'effet de bord intervenant dans l'anomalie de Meriadzek observée a pu être appréhendée à partir de la carte des effets régionaux établie au début de cette étude. (Fig.18)

L'anomalie positive régionale située à l'aplomb de la pente continentale et interprétable en première approximation en terme de remontée dans cette zone du socle magnétique pourrait en effet refléter l'effet de bord à l'échelle régionale.

Cet effet de bord "régional" ne pouvant expliquer à lui seul l'anomalie de Meriadzek, la présence de corps magnétiques "supplémentaires" a du être envisagée au niveau de la pente continentale.

4 - Conclusion sur le problème d'effet de bord

Il apparaît très vraisemblable que l'anomalie de Meriadzek soit en fait la somme de deux informations:

- .un "effet de bord" régional lié à la remontée du Sud vers le Nord du socle
- .un effet magnétique local lié à la présence au niveau de la pente de corps basiques (magnétiques).

En ce qui concerne la modélisation de ces corps magnétiques supplémentaires, une correction de l' "effet de bord" régional devra donc être préalablement effectuée sur les profils étudiés, leur interprétation pouvant alors être réalisée à partir de l'anomalie résiduelle.

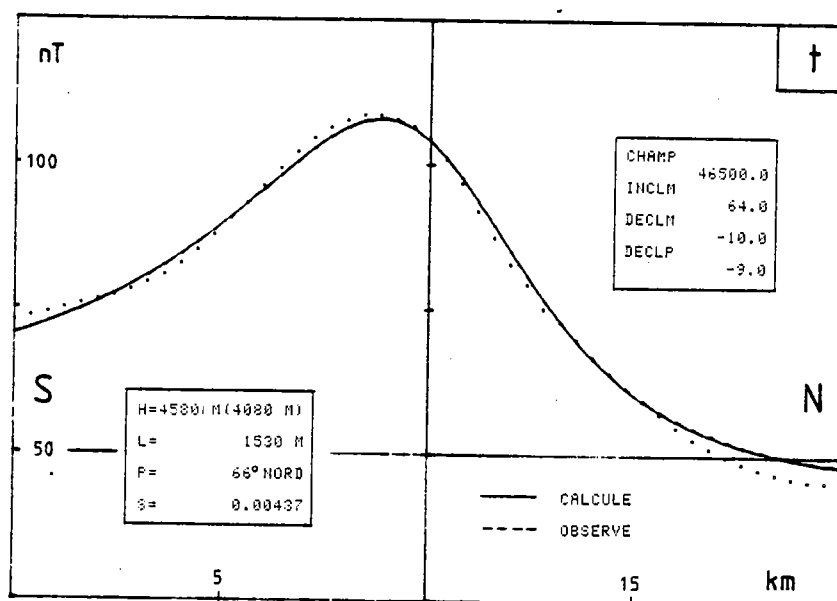


Fig. 59 : Application de la méthode KOULOMZINE au profil t

D. MODELISATION DES CORPS MAGNETIQUES SUPPLEMENTAIRES

L'anomalie globale observée ne possédant un caractère véritablement bidimensionnel qu'au niveau de deux petites anomalies situées dans sa partie centrale, une modélisation sur profil n'a pu concerner que celles-ci.

Les profils originaux du lever Golfe de Gascogne (500m) recoupant défavorablement l'axe d'allongement de ces anomalies bidimensionnelles, deux profils u et t (Fig.58) de direction plus satisfaisante ont été prélevés sur la carte magnétique du Golfe (agrandie, dans la zone étudiée, à l'échelle 1/200000e) (Fig.53c).

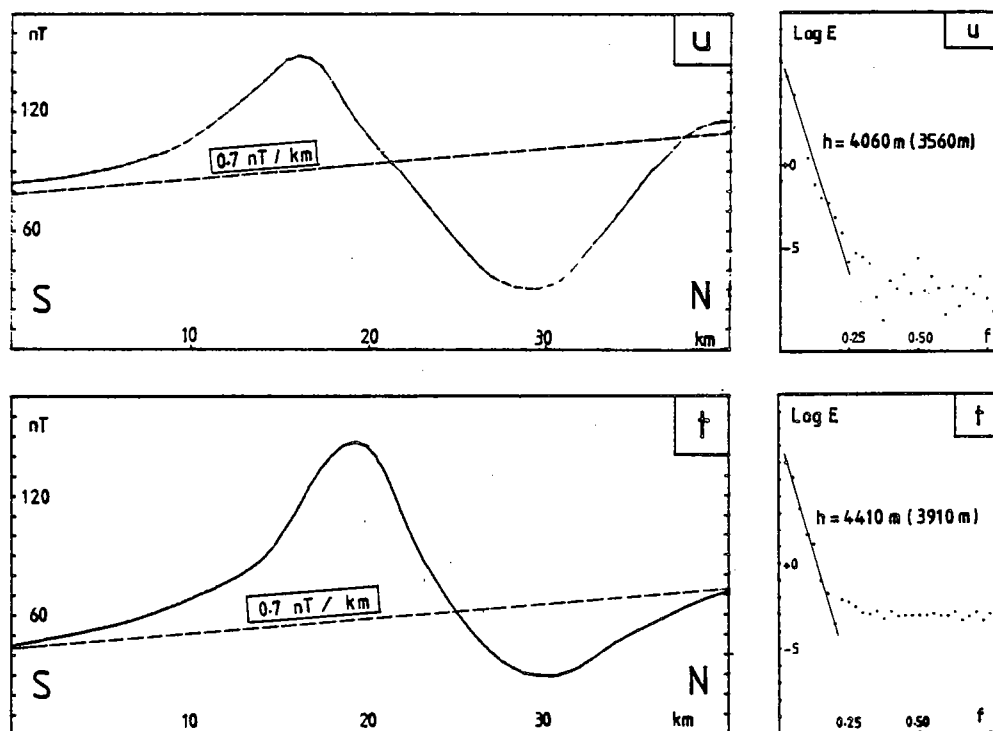


Fig. 58 : Profils magnétiques u et t, et spectres d'énergie correspondants.

Les méthodes de "Spector et Grant" et "Koulomzine" ont été appliquées à ces deux profils corrigés préalablement de l' "effet de bord régional" (estimé dans cette zone d'après la carte des effets régionaux à un gradient d'environ 0,7nT/km) :

.les profondeurs estimées d'après les spectres d'énergie se sont avérées de l'ordre de 3500-4000m sous le niveau de la mer (Fig.58)

.une interprétation en terme de filon mince (dyke) a été jugée acceptable au niveau du profil t (Fig.59). Parmi les différents paramètres évalués au moyen du programme Koulomzine, la valeur obtenue pour la profondeur (4000m) a confirmé l'ordre de grandeur estimé parallèlement sur le spectre d'énergie correspondant.

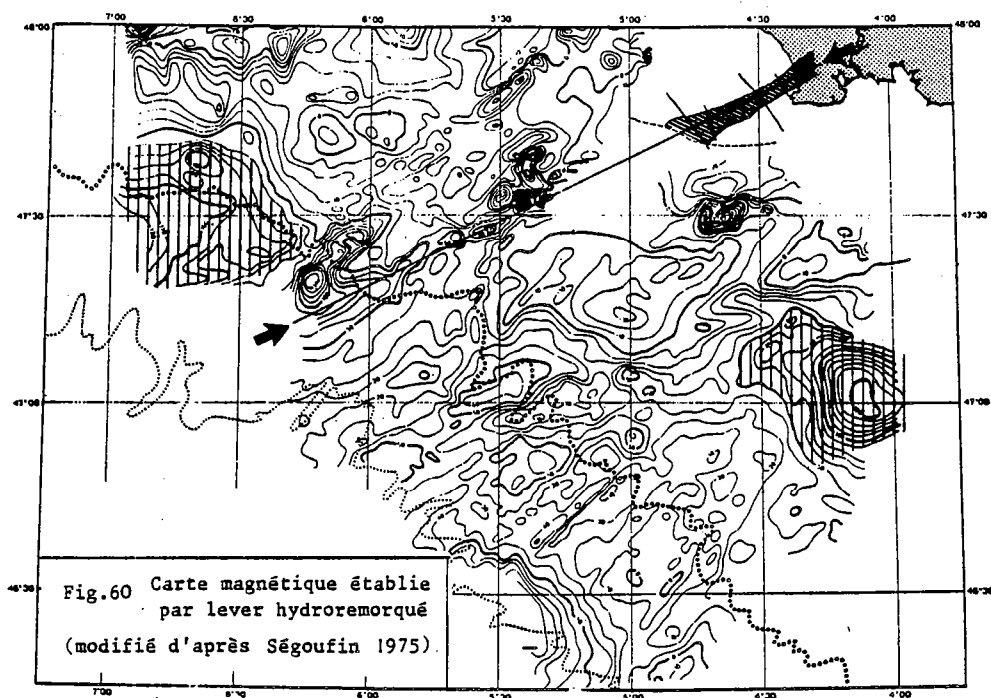
Ainsi, si on admet la remontée de socle modélisée un peu plus à l'Est par Bacon et Gray (1971) sous la forme d'un horst (toit à 3km sous le niveau de la mer (Fig.54a)), un caractère intrasocle semble envisageable pour ce dyke. Concernant les autres paramètres

(largeur 1500m, susceptibilité $4 \cdot 10^{-3}$ u.e.m CGS) on peut remarquer que le dyke modélisé sur le profil t présente des caractéristiques très différentes de ceux modélisés sur le plateau continental où les largeurs sont comprises entre 4000 et 8000m et les susceptibilités entre $2 \cdot 10^{-4}$ et $1,1 \cdot 10^{-3}$ u.e.m CGS.

E. INTERPRETATION DE L'ANOMALIE DE MERIADZEK

Replaçant le dyke intrasocle défini précédemment dans son contexte de **croûte continentale amincie** (pente continentale) une interprétation en terme de dyke tholéitique lié à l'ouverture du golfe de Gascogne pourrait s'avérer raisonnable (au moins pour la partie centrale de l'anomalie) du fait de la découverte récente dans le canyon Shamrock (Fig.53a et b) et à une profondeur de 3000m de pillow-lavas tholéitiques d'âge vraisemblablement crétacé inférieur (Pastouret et Maury, 1982).

Dans le but de comprendre les relations spatiales et temporelles existant entre les structures magnétiques de Meriadzek et celles du plateau continental (en alignement apparent), une étude magnétique de la zone C les séparant s'est alors avérée nécessaire.



- ➡ "cortège ophiolitique" de la Baie d'Audierne (Lefort et Ségoufin, 1978b) ⬅
- ▨ partie immergée reconnue par carottages (Lefort et Peucat, 1974)
- limite de la couverture secondaire et tertiaire
- ▤ anomalies appartenant au marqueur magnétique étudié.

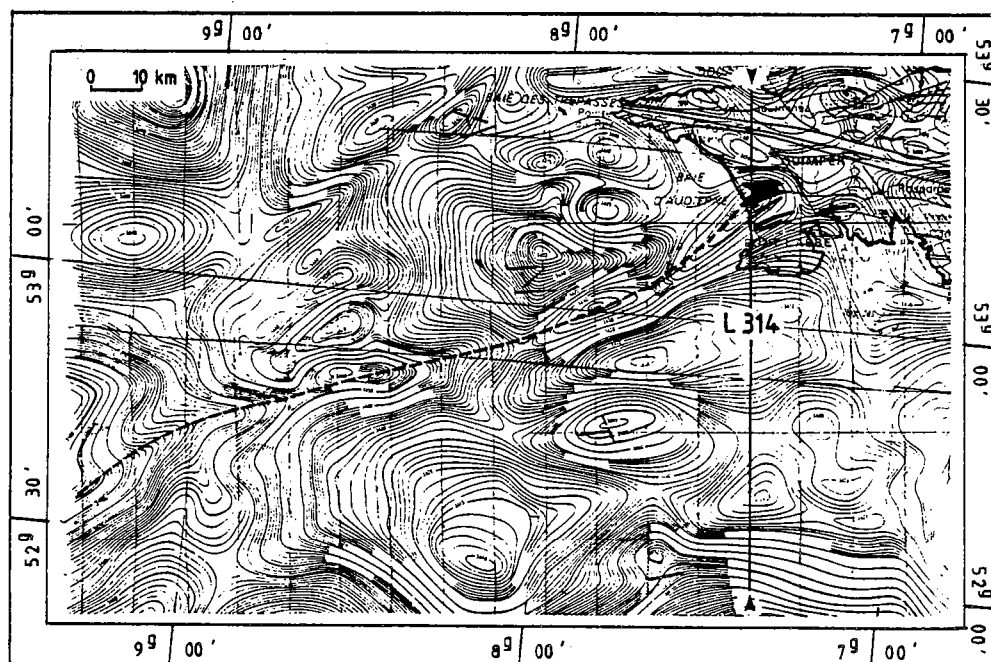
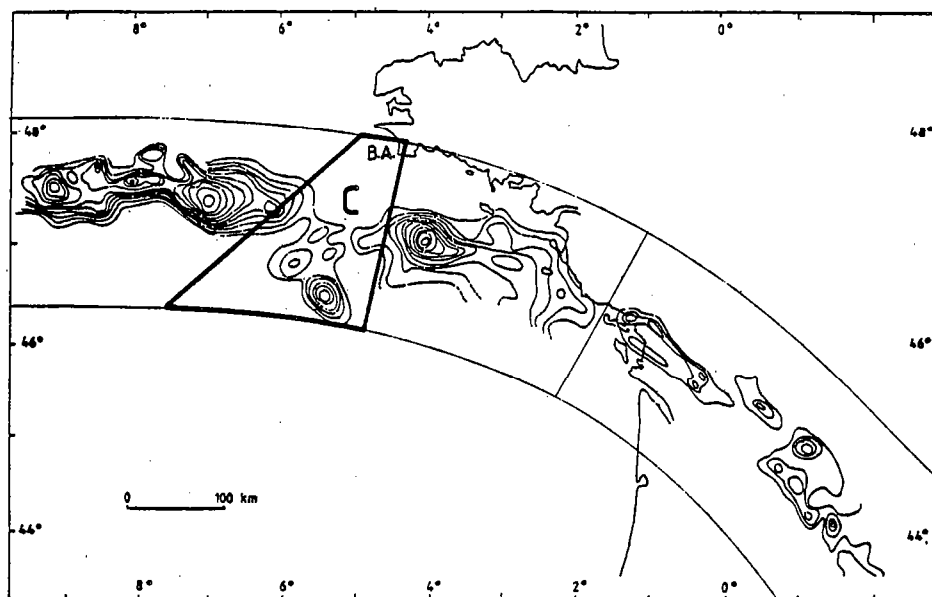


Fig. 61 : Carte magnétique extraite de la carte magnétique de France au 1/1000 000

----- anomalies de la Baie d'Audierne (partie immergée)

➡ : profil L314 (France, 3000m) situé à l'aplomb du massif basique et ultrabasique affleurant.

V. ETUDE DE LA ZONE C



La carte magnétique la plus détaillée disponible pour cette zone a été levée par magnétisme hydroremorqué (Ségoufin, 1975) (Fig.60). Cette zone apparaît caractérisée au point de vue magnétique par une structuration à dominante NE-SW, la structuration Est-ouest caractérisant les deux groupes d'anomalies précédemment étudiées (plateau continental - zone de Meriadzek) y étant pratiquement absente. Parmi ces structures NE-SW la plus remarquable en intensité est celle qui s'étend (Fig.60 et 61) depuis le rebord du plateau continental jusqu'en Baie d'Audierne où un ensemble de roches basiques et ultrabasiques est connu à l'affleurement en Pays Bigouden.

A. ETUDE DES ANOMALIES DE LA BAIE D'AUDIERNE

Le massif basique et ultrabasique reconnu à terre par différentes études géologiques (Cogné, 1960, 1965; Jeanneau, 1966; Peucat, 1973; Hanmer, 1977) a été interprété en terme de complexe ophiolitique (Peucat, 1974), ce concept ayant été ultérieurement étendu (Lefort et Ségoufin, 1978b) sous le terme de "cortège" ophiolitique de la Baie d'Audierne à sa partie immergée. Celle-ci a été reconnue par carottages (Lefort et Peucat, 1974) jusqu'à la limite de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire (située à environ 40 kilomètres de la côte), au-delà les données du magnétisme hydroremorqué (Ségoufin, 1975) et aéroporté (levés FRANCE 3000m et Golfe de Gascogne 500m) (Fig.60 et 61) permettent de supposer qu'elle se poursuit vers le Sud-Ouest.

1 - Intérêt de cette structure dans le cadre général de cette étude

L'intérêt majeur de cette structure réside dans le fait qu'il semble que des relations spatio-temporelles puissent être établies entre les structures magnétiques de

la Baie d'Audierne (orientation NE-SW) et les structures magnétiques de Meriadzek et du plateau continental sud-armoricain (orientation E-W) ceci dans la mesure où :

.les anomalies magnétiques de la Baie d'Audierne semblent recouper (Fig.60) le marqueur magnétique défini par Lefort (établissement de relations spatiales)

.l'on dispose d'indications géochronologiques (Peucat, 1983) sur l'âge de mise en place de certaines formations du complexe ophiolitique reconnu à terre (établissement de relations temporelles).

L'établissement de ces relations spatio-temporelles n'a toutefois de sens qu'à la condition préalable de connaître le caractère autochtone ou allochtone du "complexe ophiolitique". A cette fin une étude sur le mode d'enracinement de cette structure a été entreprise, au niveau de sa partie affleurante, à partir des données magnétiques acquises au cours d'un lever au sol effectué à la fin de l'année 1983.

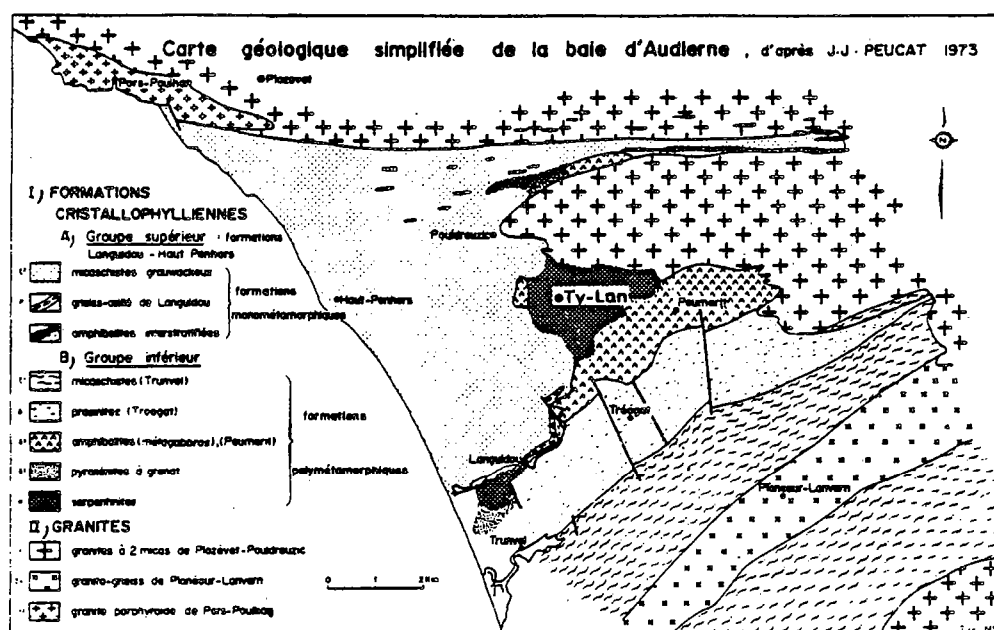
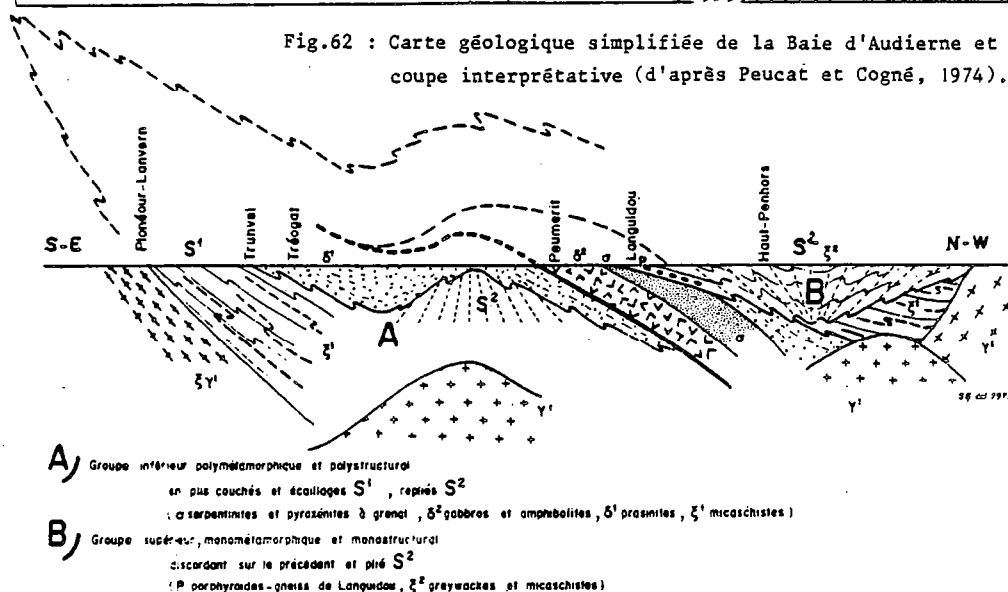


Fig.62 : Carte géologique simplifiée de la Baie d'Audierne et coupe interprétative (d'après Peucat et Cogné, 1974).



2 - Rappels sur la géologie des formations affleurantes de la Baie d'Audierne

Les formations métamorphiques rencontrées en Baie d'Audierne, limitées au Nord, au Sud et à l'Est par des intrusions granitiques d'âge hercynien sont divisées classiquement (Cogné, 1960; Peucat et Cogné, 1974) en deux groupes (Fig.62) ayant subi au cours de leur histoire géologique, une évolution tectonométamorphique différente:

***un groupe inférieur** de nature polymétamorphique comprenant:

-des roches basiques représentées par:

.les prasinites de Tréogat (associées à une formation sédimentaire: les micaschistes de Trunvel),

.les amphibolites et métagabbros de Peumerit,

.les pyroxénites à grenat (Keramoine, Ty-Lan, Méot);

-des roches ultrabasiques représentées essentiellement par des serpentinites (Ty-Lan).

***un groupe supérieur** de nature monométamorphique reposant apparemment sur le groupe précédent, et composé essentiellement d'une série méta-grauwackeuse dont la base est constituée par le gneiss oillé de Languidou. Ce dernier interprété d'abord en terme de méta-granite (Cogné, 1960) puis de méta-arkose (Cogné, 1965; Peucat, 1973) a été réinterprété ultérieurement comme étant un orthogneiss (Hanmer, 1977) d'âge ordovicien (Peucat, 1983).

3 - Mesures des susceptibilités magnétiques

Les roches basiques et ultrabasiques de la Baie d'Audierne étant accessibles à l'observation en une dizaine d'affleurements, une estimation directe de leurs

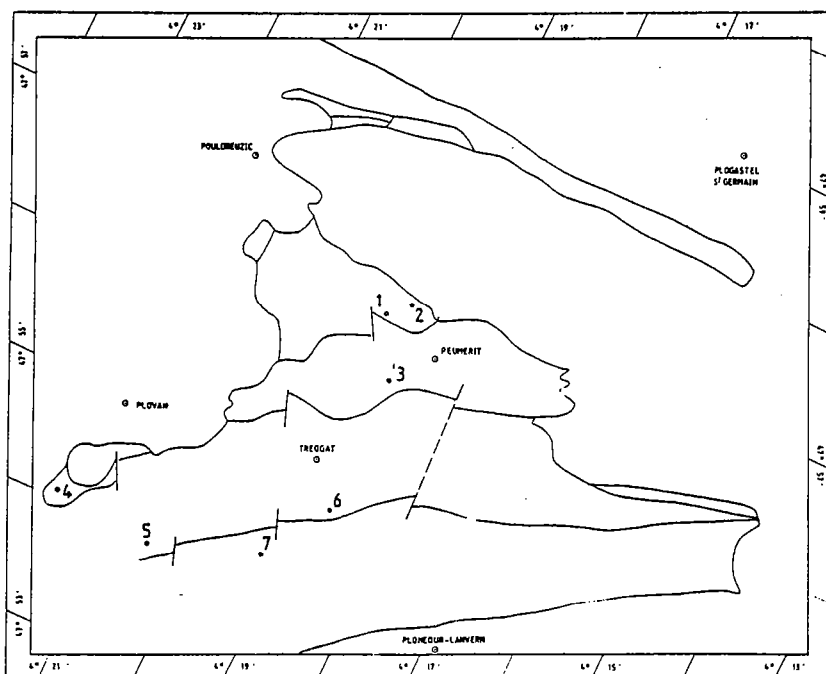


Fig.63a : Localisation des affleurements sur lesquels ont été effectuées des mesures de susceptibilités magnétiques.
1: Kerantrevez et 2: Kerguelmès (serpentinites) ; 3: Roscrac (amphibolites) ; 4: Kerbinigou (pyroxénites à grenat) ; 5: Trunvel et 6: Bondivy (prasinites) ; 7: Trunvel (Micaschistes).

susceptibilités magnétiques a pu être appréhendée à partir des mesures effectuées sur des échantillons prélevés sur le terrain (Fig.63a)

Certaines de ces roches (serpentinites, amphibolites, gabbros) ont déjà fait l'objet (Lefort et Ségoufin, 1978b) de mesures de susceptibilités (ces auteurs ayant par ailleurs rencontré une aimantation rémanente négligeable). De nouvelles mesures effectuées au moyen d'un appareil portatif (Kappameter KT-5) ont d'une part confirmé l'ordre de grandeur précédemment établi au niveau des serpentinites et amphibolites et ont d'autre part complété l'estimation des susceptibilités au niveau des autres formations du groupe inférieur (prasinites, pyroxénites à grenat, micaschistes) (Fig.63b)

-Concernant les prasinites, les valeurs mesurées sur l'affleurement de Bondivy se sont avérées plus importantes que celles mesurées sur celui de Trunvel.

-Les susceptibilités mesurées sur les pyroxénites à grenat (carrière de Kerbinigou) apparaissent du même ordre de grandeur (10^{-5} u.e.m CGS) que celles des amphibolites (affleurement de Roscrac).

-Les valeurs les plus faibles (de l'ordre de 10^{-6} u.e.m CGS) ont enfin été rencontrées sur les micaschistes de Trunvel.

Par la suite (modélisation), les susceptibilités des gabbros, amphibolites, pyroxénites et micaschistes ont été jugées négligeables par rapport à celles mesurées sur les prasinites et les serpentinites, ces dernières apparaissant comme les plus magnétiques (susceptibilités atteignant $3 \cdot 10^{-3}$ u.e.m. CGS).

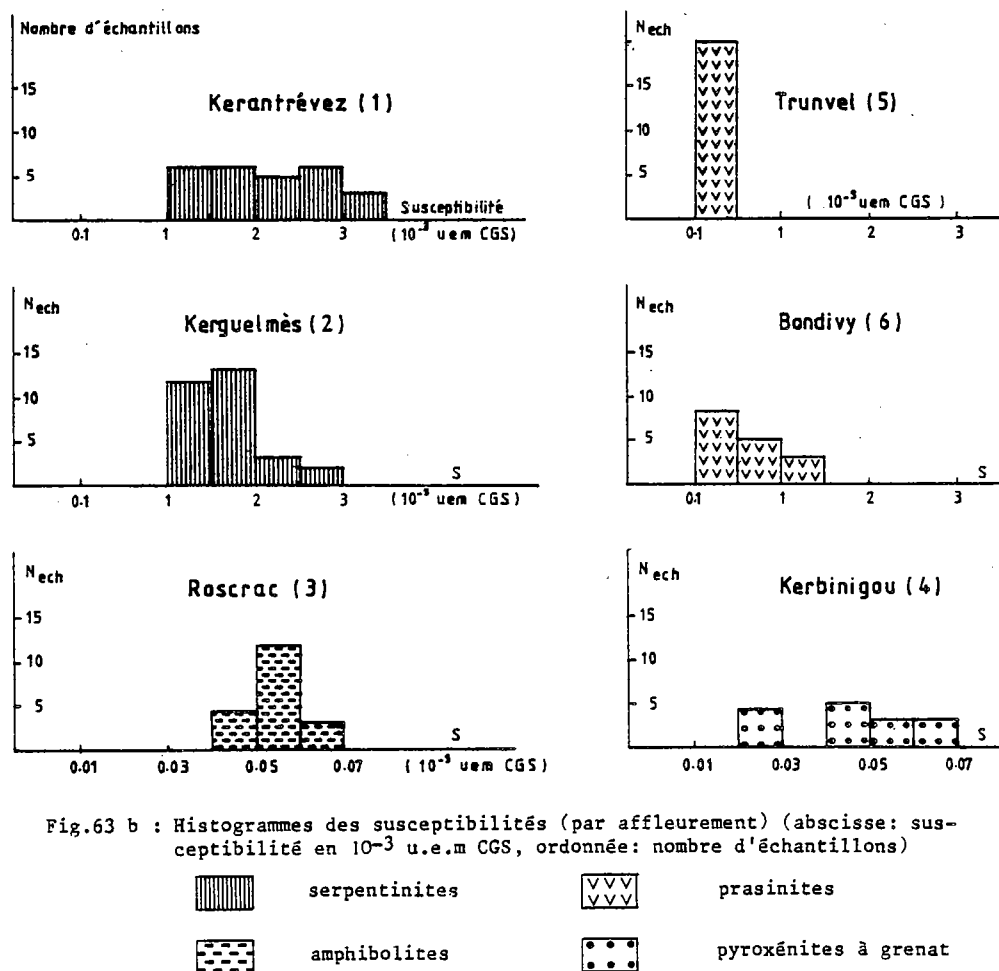


Fig.63 b : Histogrammes des susceptibilités (par affleurement) (abscisse: susceptibilité en 10^{-3} u.e.m CGS, ordonnée: nombre d'échantillons)

4 - Le lever magnétique au sol

Dans le but de délimiter les contours des principales structures magnétiques, une carte magnétique a d'abord été établie à partir d'environ 200 stations de mesure réparties sur l'ensemble de la zone étudiée (Fig.64 et 65).

La répartition en profondeur des sources a été ensuite étudiée le long de trois profils (M1, M2, M3) levés perpendiculairement à l'allongement des principales structures magnétiques (Fig.64).

Les mesures brutes acquises sur le terrain lors du lever de la carte et des profils interprétatifs (au moyen d'un magnétomètre portatif - Geometrics G826) ont fait l'objet de deux principales corrections.

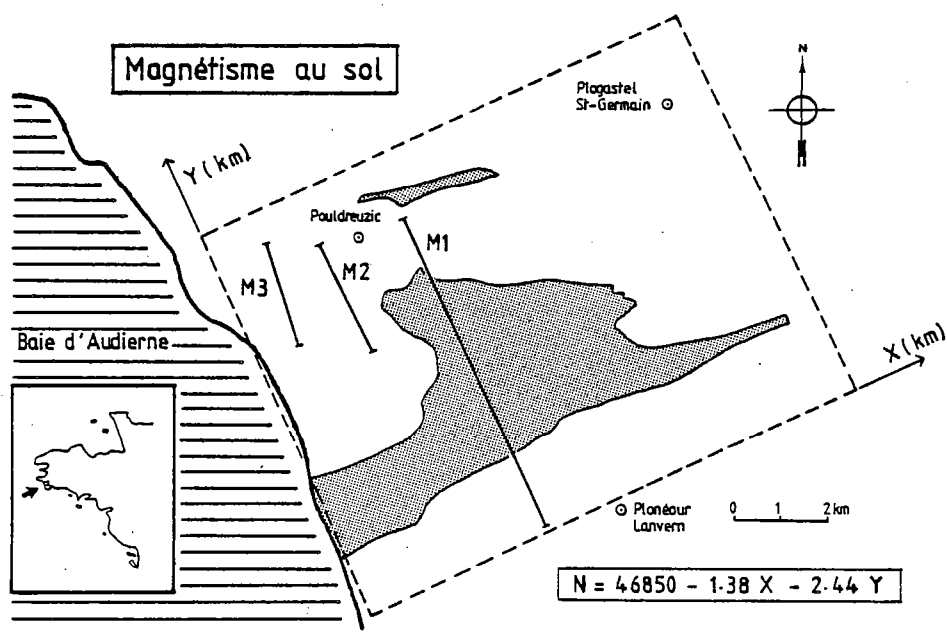


Fig.64 : Expression du champ normal N dans le repère local adopté

----- limites de la carte magnétique levée au sol

———— profils levés pour l'interprétation

a. Enlèvement du champ normal

Le champ normal pouvant être assimilé dans la zone étudiée à un plan de pente 2,8 nT/km selon une direction N-S et 0,2nT/km selon une direction E-W (coefficients adoptés par Le Mouél, 1969) l'expression N du champ normal a été recalculée dans un repère local dont on a fixé l'origine au coin inférieur gauche de la carte levée, les axes X et Y étant respectivement constitués par ses bordures Sud et Ouest (Fig.64). De même la valeur de 46850nT adoptée pour le terme constant a été choisie de préférence à la constante IGRF dans le but de mieux faire ressortir sur la carte d'anomalie du champ total les anomalies (relatives) positives et négatives.

b. Correction des variations diurnes

Pendant la période du lever, les variations diurnes du champ magnétique ont été enregistrées à Rennes en continu sur un magnétomètre de type ELSEC 7704, la station de base ayant été installée dans un petit bois attenant au campus scientifique de Beaulieu.

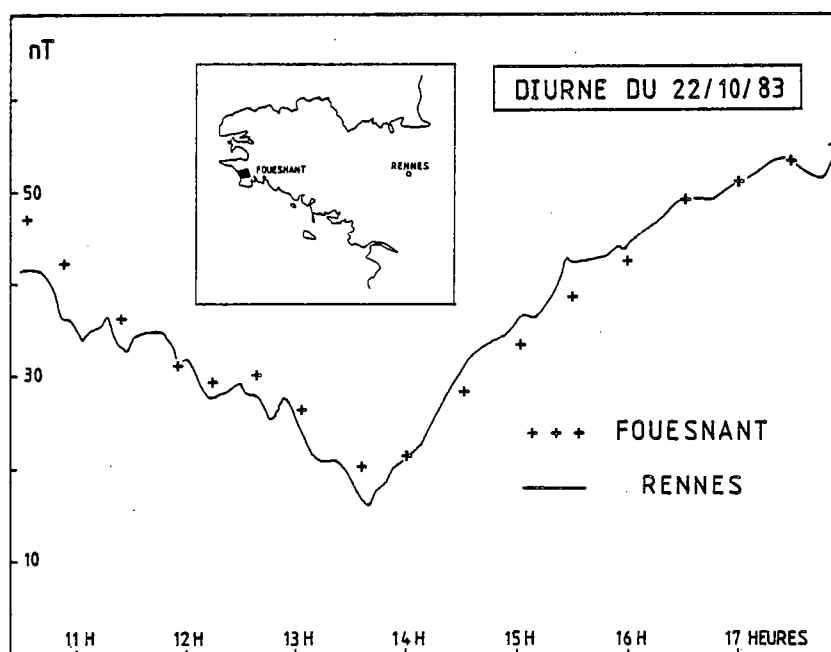
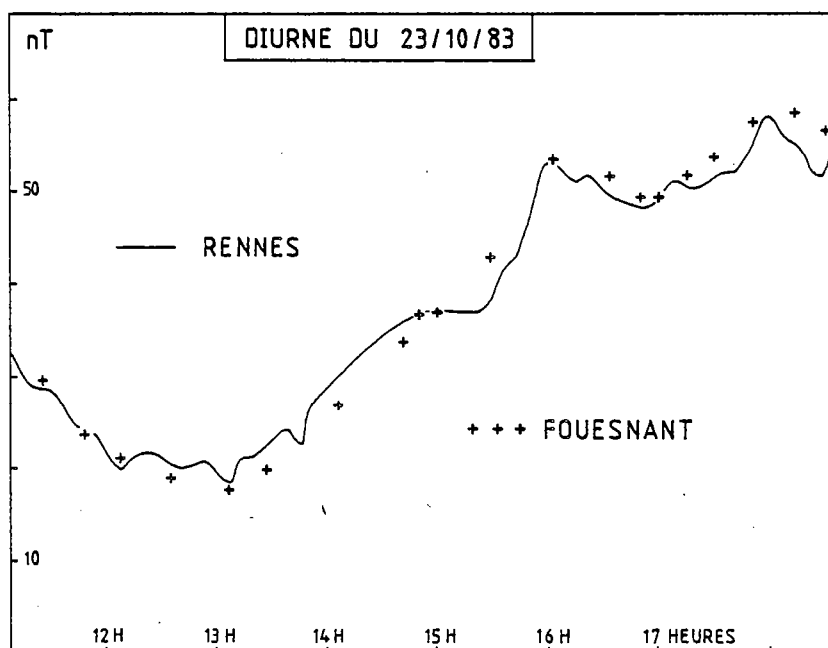


Fig.66 a et b : Comparaison des variations diurnes mesurées à Rennes et Fouesnant.



La validité de la diurne enregistrée à partir de cette station a été établie par comparaison avec l'allure de la diurne mesurée à Fouesnant, située à une vingtaine de kilomètres à l'Est de la zone du lever magnétique (Fig.66a). Les amplitudes relatives des diurnes mesurées à Rennes et à Fouesnant, durant deux jours consécutifs (Fig.66a et b) étant en bonne concordance (les écarts n'excédant pas 5 nT) les variations diurnes enregistrées à Rennes ont été considérées comme significatives de celles pouvant exister dans la région étudiée pendant la période du lever. Elles ont donc été utilisées pour la correction diurne, la réduction des mesures ayant été ramenée au 9 Novembre 1983 (12h).

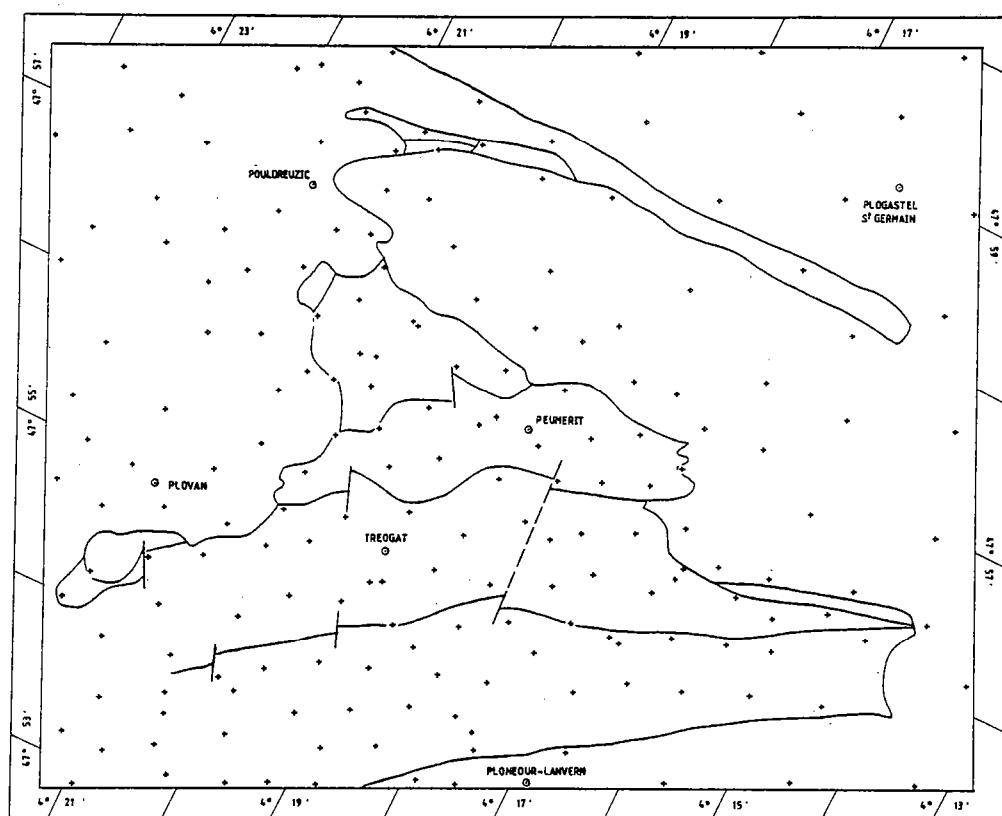


Fig.65 : Localisation des stations de mesure (~ 200) (pour le nom des différentes formations, se reporter à la légende de la Fig.67).

5 - Interprétation qualitative de la carte d'anomalies du champ total

On peut noter sur la carte établie à partir des mesures corrigées de la diurne et du champ normal (Fig.67a) une étroite relation spatiale entre les anomalies observées et les diverses formations géologiques cartographiées par Peucat (1973) (Fig.67b). Ainsi les prasinites et les serpentinites semblent constituer les principales structures magnétiques de la zone étudiée. A leur aplomb un comportement haute fréquence du champ (non représentable sur la carte) indique la présence de sources magnétiques subaffleurantes, les limites observées de ces zones de hautes fréquences (constituées en gros sur la carte par l'isogamme $+100\text{nT}$) étant en général en bon accord avec les limites géologiques cartographiées. De même l'existence supposée de certaines failles à partir de la cartographie géologique se trouve confirmée par la présence d'accidents magnétiques très

nets. Ainsi la faille sensiblement N-S notée par Peucat (1973) au niveau des prasinites correspond à un accident magnétique de même direction décrochant de façon dextre deux anomalies négatives dont les minimas atteignent la valeur de -150nT (Fig.67a et b).

A l'aplomb des autres formations basiques de la Baie d'Audierne (amphibolites, gabbros, pyroxénites) l'absence d'anomalies positives notables peut s'expliquer par la faible valeur de la susceptibilité magnétique de ces roches (cf. §3).

Il existe cependant à l'aplomb d'une zone cartographiée en tant que micaschistes grauwackeux du groupe supérieur deux anomalies positives, la plus importante prolongeant clairement vers l'Ouest la forte anomalie située à l'aplomb des serpentinites de Ty-Lan, l'autre pouvant prolonger éventuellement l'anomalie positive notée à l'aplomb du petit massif satellite de Méot (serpentinites) séparé de celui de Ty-Lan par le granite intrusif de Pouldreuzic (Fig.68)

Le comportement relativement basse fréquence du champ dans cette zone suggérant une profondeur des sources plus importantes, une hypothèse raisonnable a été d'envisager la prolongation des serpentinites sous les micaschistes grauwackeux.

6 - Le problème de la prolongation des serpentinites sous les micaschistes grauwackeux

Une approche géophysique de ce problème a été tentée (en collaboration avec Patrice Le Quellec et Philippe Boëssé) en utilisant conjointement une prospection magnétique au sol détaillée (sous la forme de deux profils M2 et M3 d'une longueur d'environ 3Km) et une sismique réfraction légère (NIMBUS ES 125) (Fig.68).

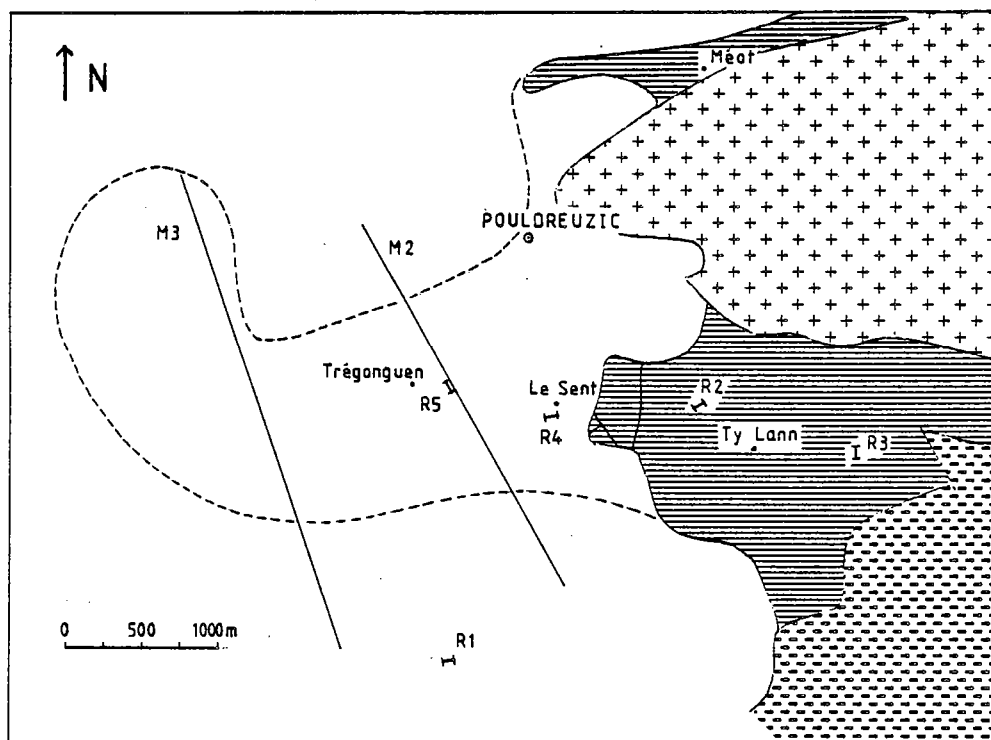
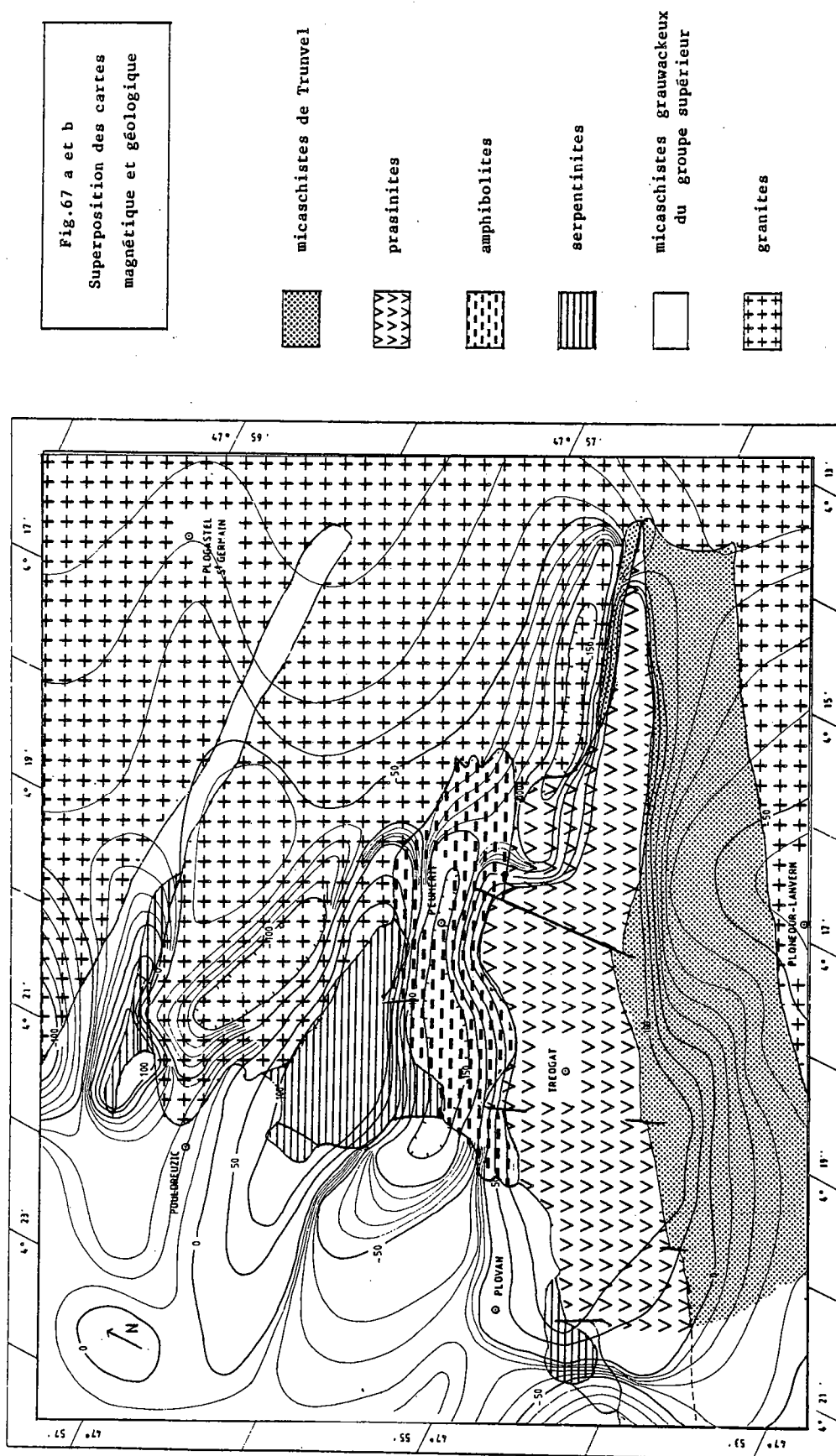


Fig.68 : Localisation des profils magnétiques M2 et M3 et des sondages réfractifs R1 à R5

----- contour supposé du massif des serpentinites caché sous les micaschistes grauwackeux d'après la carte magnétique levée au sol (cf. Fig.67).

(pour le nom des différentes formations, se reporter à la légende de la figure précédente)

Fig.67 a et b
Superposition des cartes
magnétique et géologique



a. Apport des profils magnétiques M2 et M3

Les données brutes des profils M2 et M3 (respectivement 160 et 90 points de mesures) ayant fait préalablement l'objet des corrections de la diurne et du champ normal, il apparaît que la forme et l'intensité des anomalies observées sur ces deux profils (Fig.69) s'avèrent parfaitement conformes aux données de la carte magnétique levée indépendamment. On peut interpréter la nette diminution d'intensité observée au niveau des anomalies du profil M3 relativement au profil M2 (la longueur d'onde n'étant toutefois guère modifiée) par le fait qu'on se trouve probablement, comme l'indique la carte magnétique, à l'aplomb de la terminaison occidentale de la structure magnétique étudiée (serpentinites?)

L'analyse de la partie basse fréquence de leurs spectres d'énergie (Fig.69) a révélé une profondeur des sources de l'ordre de deux à trois cents mètres, le profil M2 ayant été préalablement prolongé vers le haut à une altitude de 50m dans le but d'éliminer les quelques hautes fréquences énergiques dues à des sources parasites très superficielles.

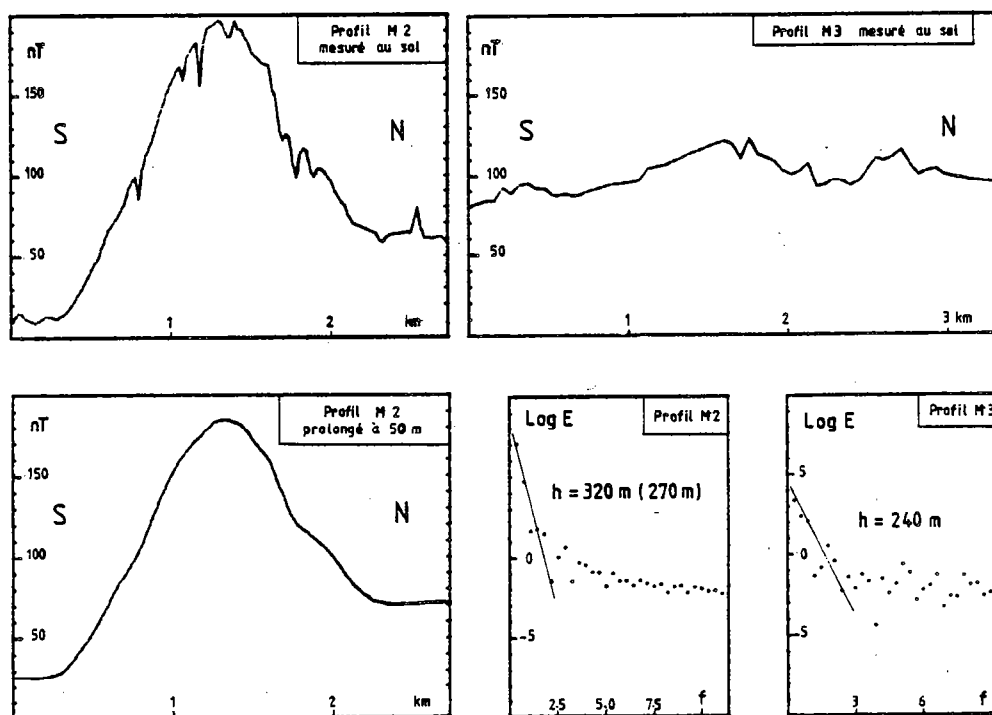


Fig.69 : Profils magnétiques M2 et M3 mesurés au sol (ou prolongés à 50m) et spectres d'énergie correspondants.

b. Apport de la sismique réfraction

Afin de déterminer clairement (les affleurements étant pratiquement inexistant dans cette zone) la nature des quelques 200 à 300 mètres de terrain superficiel (micaschistes ou non) recouvrant le corps magnétique (serpentinites?), cinq sondages de sismique réfraction ont été effectués dans cette zone (Fig.68). La nature de la source employée (sismique marteau), et la longueur limitée du dispositif d'enregistrement (espacement entre les deux géophones extrêmes < 100m) ne permettent toutefois pas d'obtenir des informations au-delà de 30m de profondeur.

Trois sondages (R1, R2, R3) ont été utilisés comme sondages de référence afin de déterminer les vitesses des micaschistes grauwackeux et celles des serpentinites (Fig.70a, b et c) en des lieux où ces terrains étaient bien définis cartographiquement (ainsi dans les environs de Ty-Lan pour les serpentinites) (Fig.68).

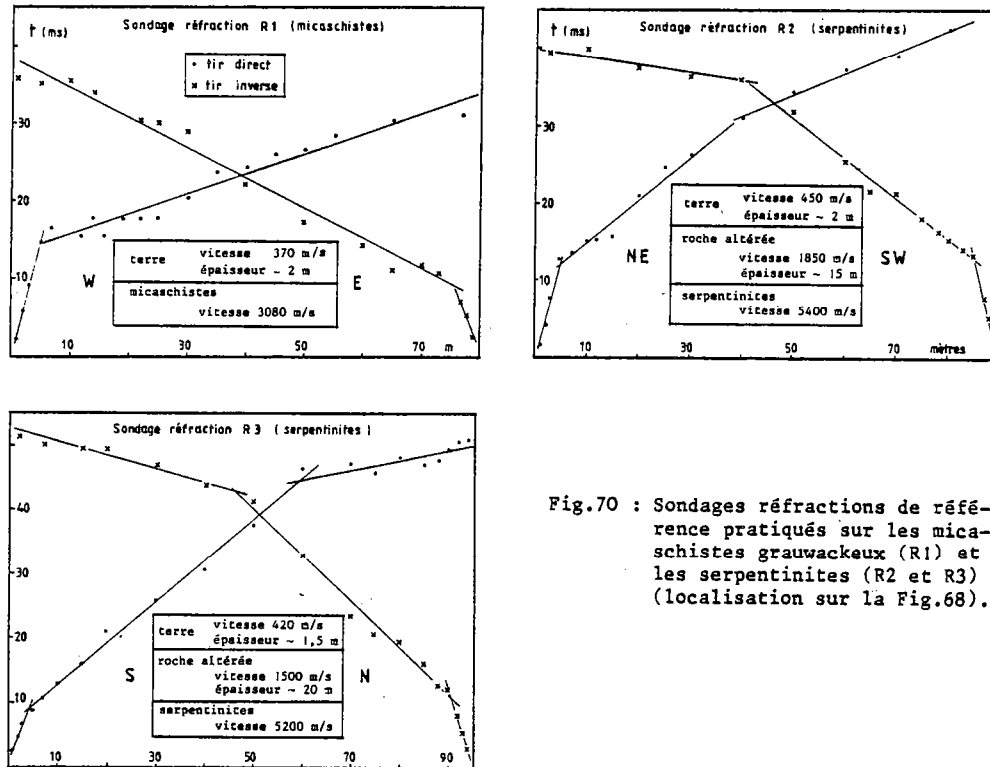


Fig.70 : Sondages réfractions de référence pratiqués sur les micaschistes grauwackeux (R1) et les serpentinites (R2 et R3) (localisation sur la Fig.68).

Les deux autres sondages (R4, R5) ont été effectués dans la zone (cartographiée en tant que micaschistes) où est supposée l'existence à faible profondeur d'un corps magnétique (serpentinites?).

*Au niveau du sondage R4 effectué près du Hameau du Sent (Fig.68) des vitesses élevées, se rapprochant de celles observées sur les deux sondages de référence R2 et R3 (serpentinites), ont été mises en évidence dans des terrains très superficiels (Fig.71a).

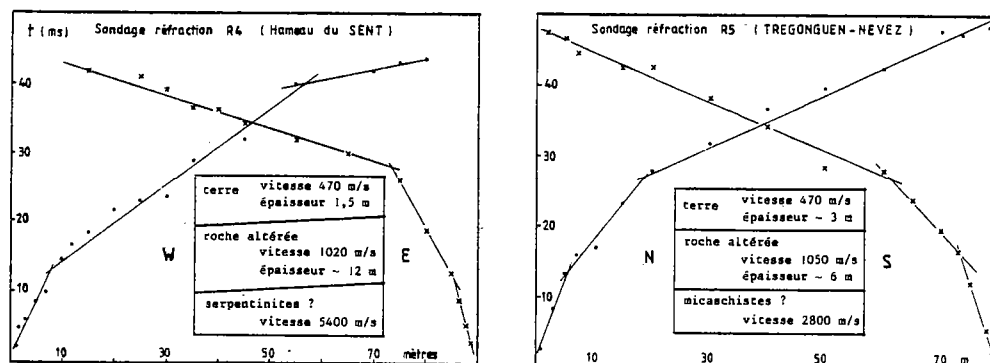


Fig.71 : Sondages réfractions effectués près du Hameau du Sent (R4) et de la ferme de Trégonguen-Nevez (R5).

La dissymétrie observée entre les tirs directs et inverses peut être expliquée par un pendage vers l'Ouest du toit de cette formation, compatible avec l'ennoisement supposé des serpentinites sous les miscaschistes.

*Au niveau du sondage R5 réalisé le long du profil magnétique M2 (près de la ferme de Tregonguen Nevez) (Fig.68) la vitesse de l'ordre de 3000m/s (Fig.71b) a été, par comparaison avec le sondage de référence R1, raisonnablement attribuée à la formation des micaschistes grauwackeux. L'absence de vitesses élevées (serpentinites) est du fait de la faible pénétration de la sismique employée compatible avec l'estimation de la profondeur du corps magnétique (270m) réalisée sur le profil magnétique M2.

Les données conjointes du magnétisme et de la sismique réfraction montrent ainsi clairement dans cette zone une série grauwackeuse, appartenant au **groupe supérieur de la Baie d'Audierne**, reposant sur un corps magnétique qui constitué probablement par des serpentinites est à rattacher au **groupe inférieur de la Baie d'Audierne**. Ces résultats appuient l'hypothèse émise par Cogné (1960) d'une discordance (d'origine probablement tectonique) du groupe supérieur sur le groupe inférieur.

7 - Le problème de l'enracinement des formations basiques et ultrabasiques de la Baie d'Audierne

Le mode d'enracinement des prasinites et des serpentinites a été étudié au moyen des données d'un profil magnétique aéroporté (lever FRANCE 3000m) et d'un profil prolongé à l'altitude de 200 mètres à partir des mesures effectuées au sol le long d'un profil M1 (Fig.64 et 72).

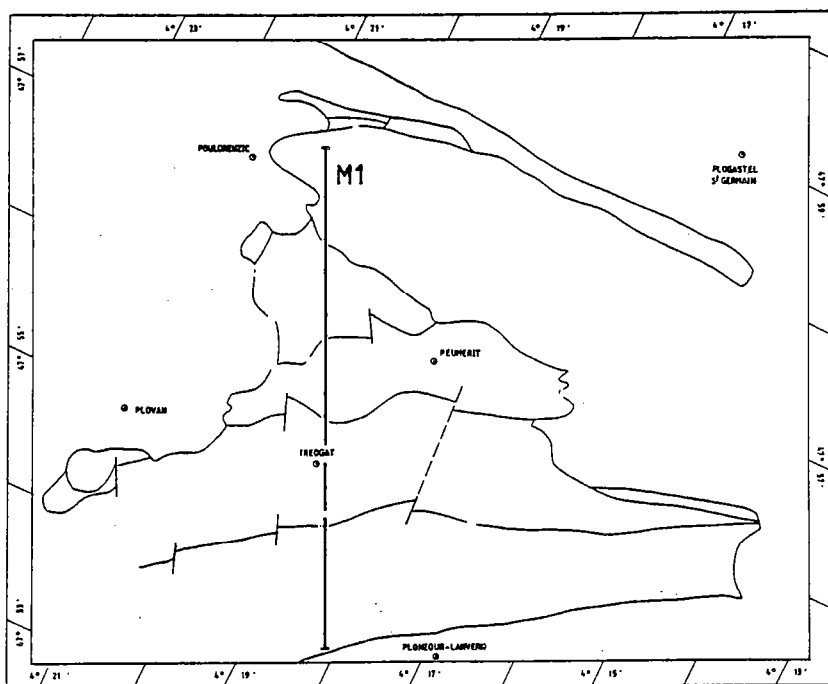


Fig.72 : Localisation du profil M1 mesuré au sol .

(pour le nom des différentes formations, se reporter à la légende de la Fig.67).

Ce dernier profil d'une longueur de 7,5km recoupe les principales formations du groupe inférieur. Il comporte près de 500 points de mesure, le pas de mesure adopté (15m) ayant été choisi de façon à échantillonner correctement les hautes fréquences du champ magnétique observées à l'aplomb des massifs de prasinites et serpentinites.

a. Apport du profil mesuré au sol à l'étude du contact prasinites/amphibolites

Les variations du champ magnétique observées au sol de part et d'autre du contact cartographié prasinites/amphibolites peuvent s'interpréter par un ennoïement partiel (sur 600m) des prasinites sous les amphibolites. Ces dernières, vu leur faible susceptibilité mesurée (cf.§3), ne peuvent en effet expliquer la petite anomalie basse fréquence située à leur aplomb (Fig.73).

Cette anomalie pourrait plus raisonnablement être expliquée par la présence d'un filon de prasinites à la base des amphibolites. L'estimation de la profondeur des sources effectuée de part et d'autre de la limite prasinites/amphibolites cartographiée en surface donne une indication d'un pendage Nord assez faible pour le contact entre ces deux formations (Fig.73).

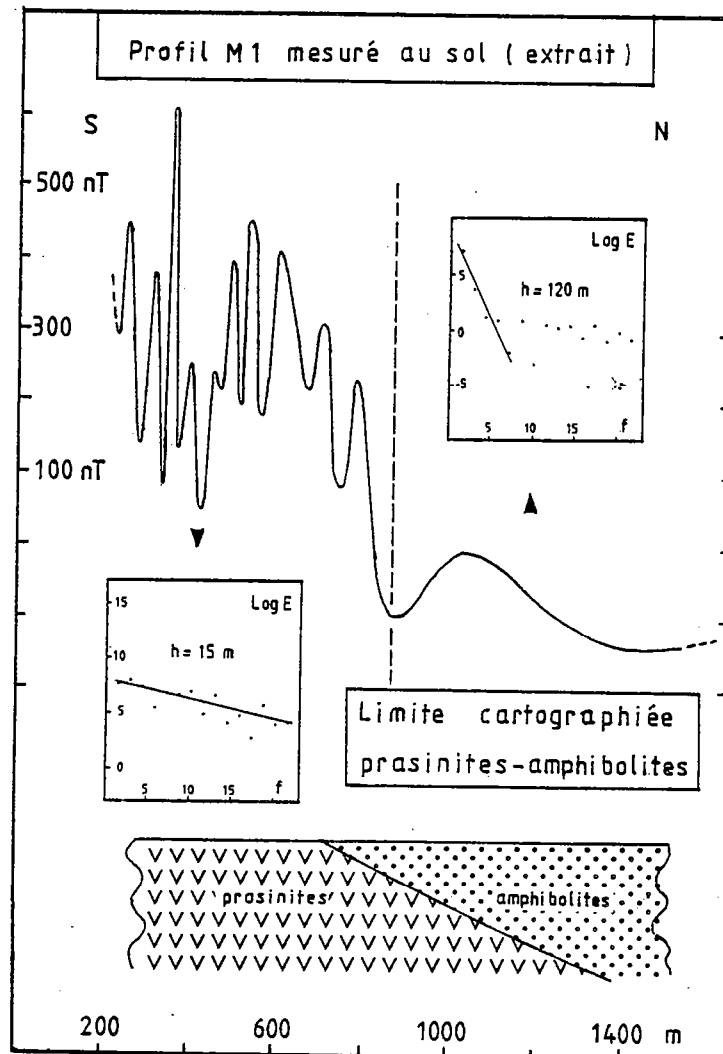


Fig.73 : Comportement du champ magnétique mesuré de part et d'autre du contact prasinites-amphibolites et spectres d'énergie correspondants.
(cartouche du bas: interprétation géologique proposée)

Cette interprétation est compatible avec les observations de Peucat et Cogné (1974) qui, se basant sur le comportement apparemment différent vis à vis des contraintes des métagabbros-amphibolites-pyroxénites d'une part et des prasinites-micaschistes d'autre part, ont proposé un contact chevauchant entre ces deux unités (Fig.62b).

b. Modélisation magnétique à partir du profil prolongé à l'altitude de 200m

S'étant affranchi du problème des hautes fréquences (existant sur le profil mesuré au sol à l'aplomb des prasinites et serpentinites) par prolongation des données du profil M1 à une altitude de 200m (Fig.74), la modélisation magnétique a été effectuée à partir de ce profil "filtré".

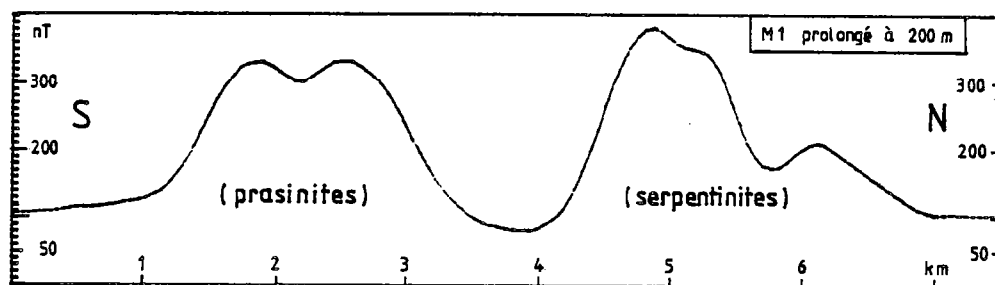


Fig.74 : Profil M1 prolongé à 200m d'après les données acquises au sol

Compte tenu de la position subaffleurante des principaux corps magnétiques (prasinites et serpentinites), un certain nombre de contraintes géométriques (largeurs des corps estimées d'après les limites géologiques cartographiées par Peucat) et physiques (mesures des susceptibilités) ont pu être apportées au modèle.

b1. Le mode d'enracinement: idée et modèle de départ

On peut observer sur le profil prolongé à 200m (Fig.74) une amplitude sensiblement comparable des anomalies situées à l'aplomb des prasinites et des serpentinites alors qu'on devrait s'attendre théoriquement (la susceptibilité des dernières étant beaucoup plus importante que celle des premières) à une amplitude nettement plus élevée à l'aplomb des serpentinites. Cette observation pourrait trouver une explication plausible dans un moindre enracinement du massif des serpentinites relativement à celui des prasinites.

Supposant des structures de forme parallélépipédique dont la largeur, le toit et la susceptibilité sont fixés par les contraintes précédemment établies, une estimation de la profondeur de leur base a été recherchée par essais successifs au moyen d'un programme Talwani.

b2 Résultats de la modélisation

La modélisation des sources à partir des données du profil M1 prolongé à 200m (Fig.74) a conduit à envisager (Fig.75):

*un **non-enracinement** du massif des serpentinites: une limitation vers le bas de cette structure ayant du être introduite à une profondeur de 1500m pour une susceptibilité de $1,5 \cdot 10^{-3}$ u.e.m CGS (valeur retenue pour les serpentinites de la Baie d'Audierne par Lefort et Séguoufin (1978b) dans un travail de modélisation magnétique effectué en Manche).

*un **enracinement plus profond** pour le massif des prasinites: une contrainte de limitation vers le bas n'ayant pu être imposée à partir des seules données du profil prolongé à 200m.

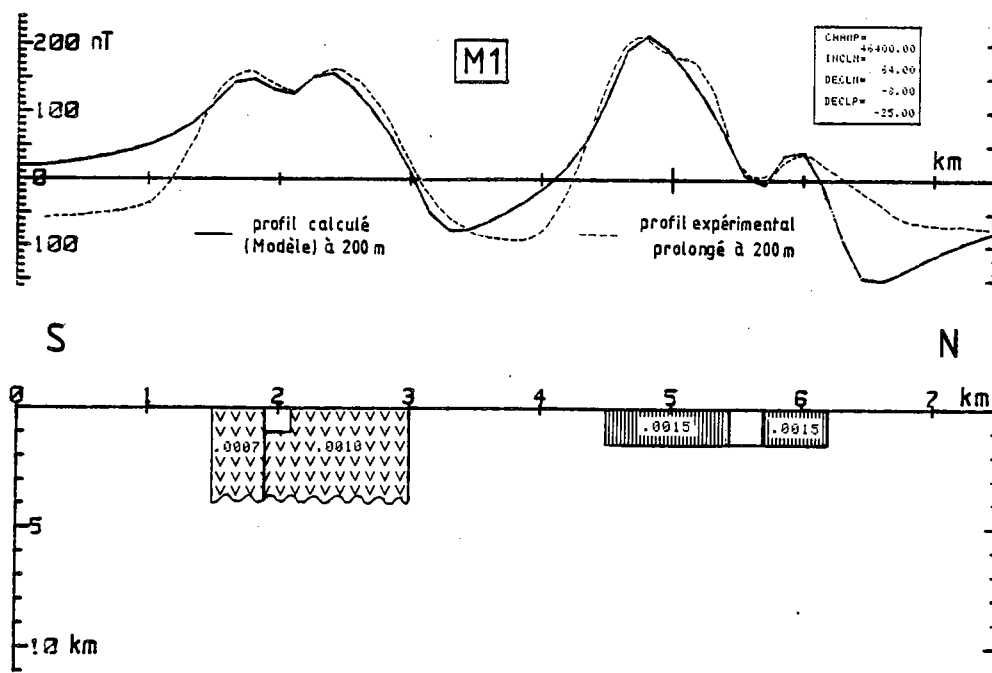




Fig.75 : Mode d'enracinement des prasinites  et des serpentinites  d'après les données du profil M1 prolongé à 200m

c. Modélisation magnétique à partir du profil volé à 3000m

Le mode d'enracinement du massif des prasinites a été étudié de manière plus précise à partir des données du profil aéromagnétique L314 du lever FRANCE 3000m situé à l'aplomb de la zone étudiée (Fig.61).

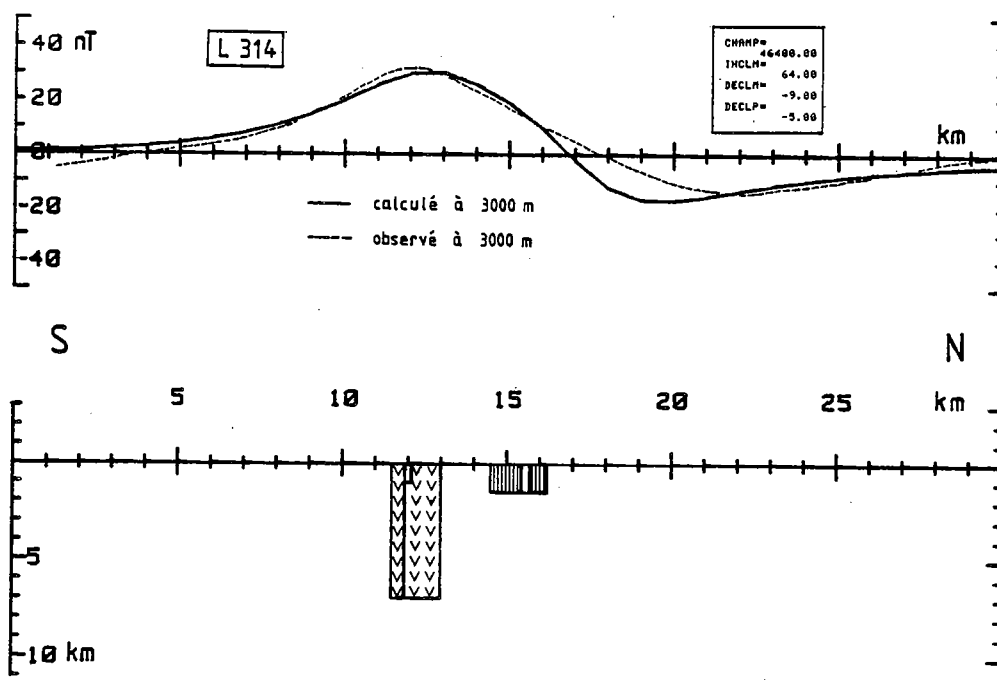


Fig.76 : Mode d'enracinement des prasinites et des serpentinites d'après les données du profil aéroporté L314 (localisation sur la Fig.61).

Reprenant les largeurs et les susceptibilités des structures du modèle établi précédemment à partir du profil M1 prolongé à 200m, un enracinement d'au moins sept kilomètres a ainsi été envisagé pour les prasinites d'après les données du magnétisme aéroporté (Fig.76). Cette interprétation rejoindrait celle de Ségoufin (1975) qui dans une modélisation magnétique concernant la partie immergée du "cortège ophiolitique" (constituée en fait, d'après les carottages en mer, essentiellement de prasinites (Fig.80)) a envisagé pour ces dernières une géométrie de filon mince intrasocle (modélisation à l'aide de la méthode de Mc Grath et Hood (1970))

8 - Interprétation synthétique des données géologiques et géophysiques concernant les formations de la Baie d'Audierne

a. Les formations basiques et ultrabasiques du groupe inférieur

a1. Relations spatiales

Parmi les diverses formations basiques et ultrabasiques du groupe inférieur, il semble que l'on puisse distinguer du point de vue pétrographique et structural deux différentes unités:

- .une unité A constituée par les prasinites de Tréogat et les micaschistes de Trunvel,
- .une unité C constituée par les serpentinites, amphibolites métagabbros et pyroxénites.

Le comportement différent vis à vis des contraintes observé entre ces deux unités ont en effet conduit Peucat et Cogné (1974) à envisager pour l'unité C "une tectonique tangentielle traduite par des écaillages ou des déplacements en blocs plutôt que par des plissements" (ceux-ci étant surtout observables au niveau de l'unité A: prasinites et micaschistes associés).

Le mode d'enracinement apparemment différent des prasinites (unité A) et des serpentinites (unité C), envisagé d'après les données magnétiques appuie cette séparation du groupe inférieur en deux unités. Le non-enracinement des serpentinites devrait d'ailleurs être logiquement étendu à l'ensemble des différents termes de l'unité C au vu de leurs étroites relations pétrographiques.

a2. Relations temporelles

La distinction de deux différentes unités dans le groupe inférieur est également appuyée par les datations géochronologiques effectuées par Peucat (1983) sur les pyroxénites à grenat (unité C) et les prasinites (unité A).

*au niveau des pyroxénites à grenat, les mesures U/Pb obtenues sur zircons ont fourni un diagramme concordia (Fig.77b) où apparaissent deux âges:

- .le premier (intercept haut 1250MA) représenterait l'âge du protolithe d'une croûte océanique ancienne (Peucat et al., 1982),
- .le deuxième (intercept bas 384MA) représenterait l'âge du métamorphisme de Haute Pression ayant affecté ce même matériel à la suite de son enfouissement (subduction/collision?) à une profondeur importante (pression de l'ordre de 20Kb). Une remontée assez rapide de ce matériel devant être envisagé, l'âge de 384MA peut être considéré comme celui de la mise en place tectonique de l'unité C.

*au niveau des prasinites (Fig.77a) un âge paléozoïque inférieur (530 ± 60 Ma) obtenu par méthode Rb/Sr et datant probablement le phénomène de spilitisation peut être interprété comme l'âge de mise en place de ces roches (Peucat, 1983).

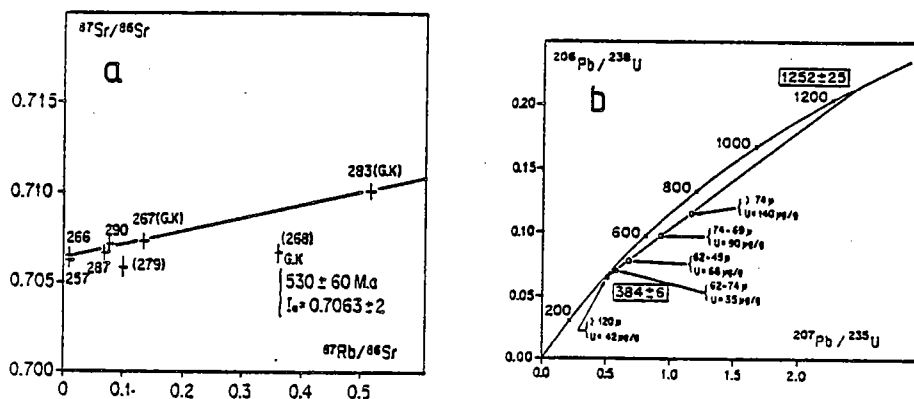


Fig.77 : Datations géochronologiques obtenues sur les prasinites (a) et les zircons des pyroxénites à grenat (b) (d'après Peucat, 1983).

a3. Interprétation géotectonique des formations du groupe inférieur

De par les données pétrographiques, structurales, géochronologiques et géophysiques, les unités A et C précédemment définies apparaissent comme des unités tout à fait indépendantes, représentant éventuellement deux croûtes océaniques d'âge différent, l'une infrapaléozoïque à paléozoïque inférieur (unité A), l'autre protérozoïque ancien (unité C). La juxtaposition de ces deux unités pourrait être expliquée en terme de tectonique tangentielle, un contact chevauchant étant en effet compatible avec les données structurales et magnétiques (cf. §7a). Par son non-enracinement probable l'unité C serait allochtone tandis que l'unité A plus profondément enracinée pourrait être autochtone.

b. Les formations du groupe supérieur

Le magnétisme et la réfraction légère (cf. §6) montrent clairement que les micaschistes grauwackeux du groupe supérieur reposent sur les serpentinites du groupe inférieur (unité C), le contact étant probablement d'origine tectonique d'après les données géologiques. Les formations du groupe supérieur (micaschistes grauwackeux et orthogneiss de Languidou) pourraient donc constituer une troisième unité B (probablement allochtone) indépendante des unités A et C du groupe inférieur.

c. Les massifs basiques et ultrabasiques de la Baie d'Audierne et de Morais (Portugal): comparaison des données géologiques et géophysiques

c1. les données géologiques

Parmi les différents massifs catazonaux de la Péninsule Ibérique (Cap Ortegal, Ordenes, Bragança, Morais) le massif de Morais est celui qui possède le plus d'analogies avec celui de la Baie d'Audierne: tous deux présentent en effet la même disposition des faciès pétrographiques (Anthonioz et Ferragne, 1978.) répartis en trois principales unités A, B, C séparées par des contacts chevauchants (Fig.78).

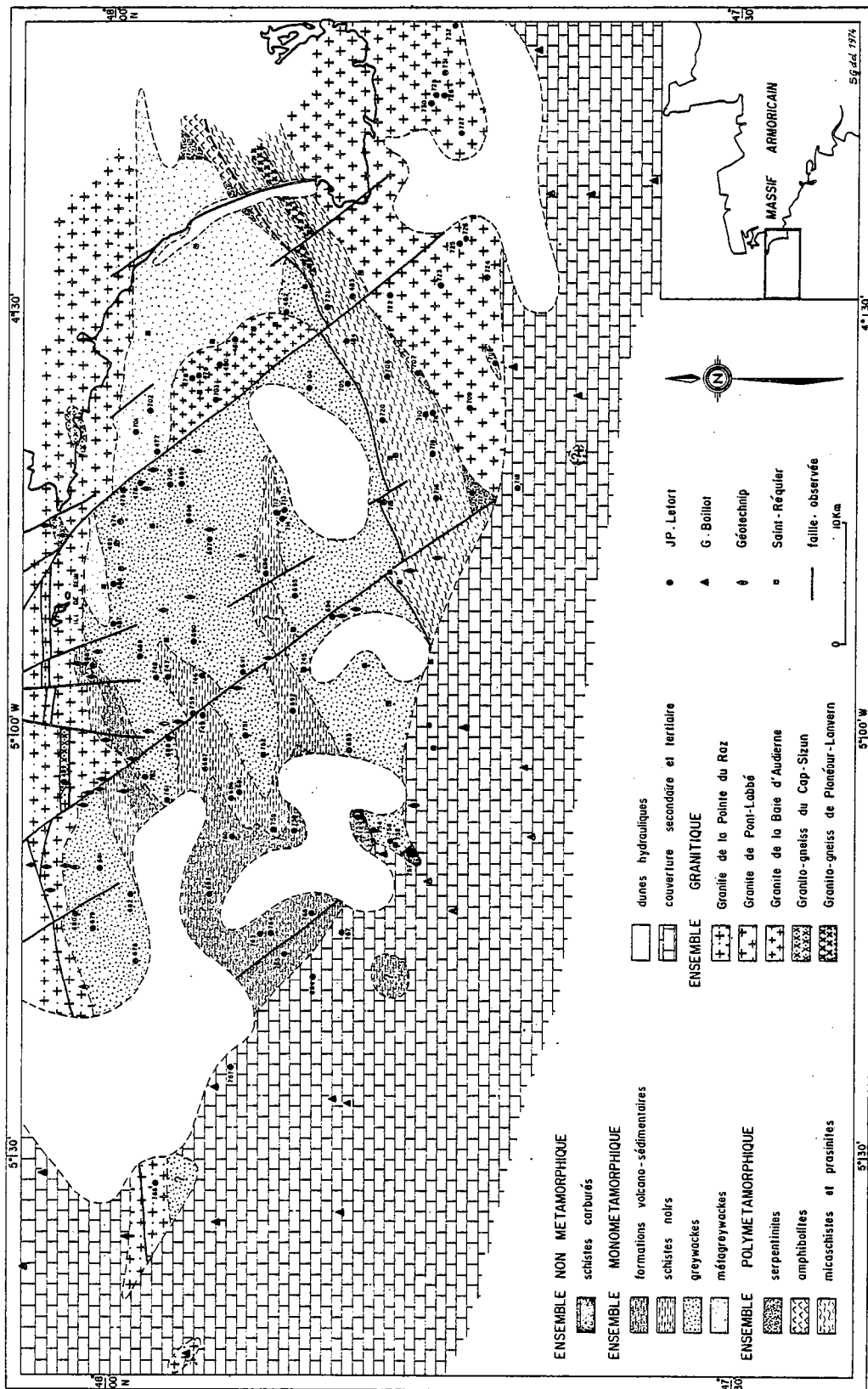


Fig.80 : Carte géologique du socle antémésozoïque submergé à l'Ouest de la Baie d'Audierne (d'après Lefort et Peucat, 1974.)

c2. Les données géophysiques

L'emploi d'une sismique réfraction puissante sur le massif de Morais (Hirn et al., 1982) a permis de montrer que le matériel basique et ultrabasique n'était probablement pas enraciné (sa base paraissant se situer à environ 2km de profondeur).

Ce résultat serait donc à rapprocher des résultats géophysiques obtenus sur les unités B et C (non enracinées) de la Baie d'Audierne, l'unité A de ce dernier massif pouvant apparaître toutefois comme autochtone au vu de l'enracinement plus profond des prasinites de Tréogat.

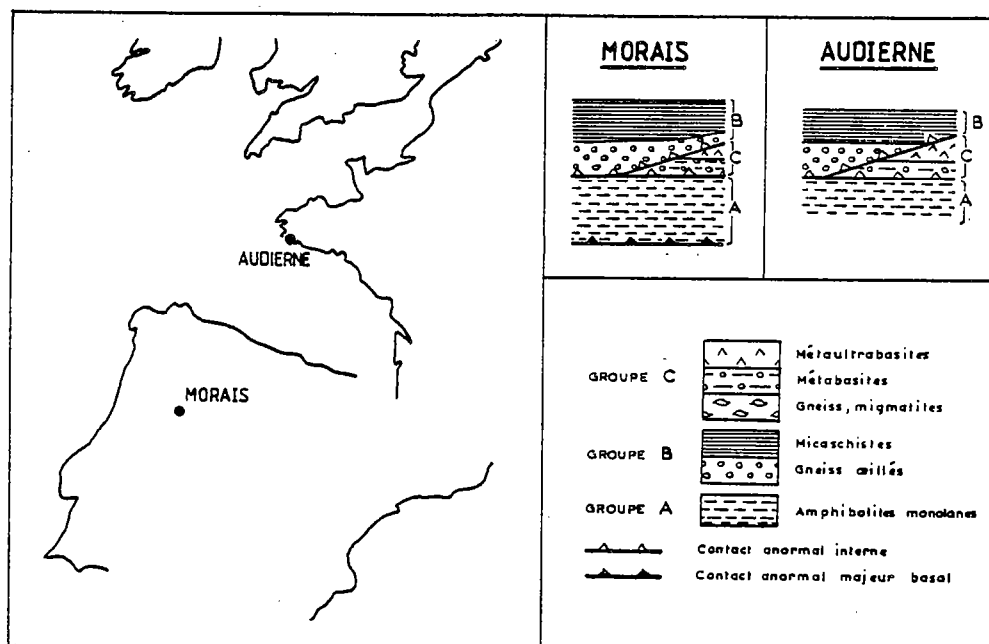


Fig.78 : Schémas comparatifs de la constitution pétrostructurale des complexes basiques et ultrabasiques de la Baie d'Audierne (France) et de Morais (Portugal) (modifié d'après Anthonioz et Ferragne, 1978).

9 - Conclusion: relations entre les anomalies de la Baie d'Audierne et le marqueur magnétique étudié

Une extension géographique très limitée du massif ultrabasique (serpentinites) étant envisageable d'après les données magnétiques acquises au sol (cf. §6a), il semble par contre au vu des carottages en mer (Lefort et Peucat, 1974) que les prasinites constituent la partie essentielle, se prolongeant vers le large des structures magnétiques reconnues à terre (Fig.80). Il semble donc raisonnable d'attribuer aux prasinites la "paternité" des anomalies magnétiques observées jusqu'au rebord du plateau continental, un âge paléozoïque inférieur (âge de mise en place des prasinites) pouvant alors être attribué à la linéation magnétique qu'elles définissent.

De par le caractère autochtone supposé des prasinites il peut ainsi être établi des relations spatio-temporelles entre cette linéation et le marqueur étudié qu'elle semble recouper (Fig.84). Deux interprétations peuvent être alors proposées:

- le marqueur étudié représente une structure unique, antérieure à la mise en place des prasinites (paléozoïque inférieur),
- le marqueur étudié représente deux structures (celle de Meriadzek et celle du plateau continental) mises en place indépendamment l'une de l'autre à des époques différentes.

A la lumière de l'étude de l'anomalie de Meriadzek (§IV), la seconde interprétation nous est apparue comme la plus raisonnable. Il a donc été recherché une alternative au modèle de Lefort, consistant à envisager pour la "suture sud-armoricaine" une prolongation autre que celle de Meriadzek.

Dans la logique adoptée, cette prolongation devrait être recherchée à l'Ouest des structures du plateau continental et au sud-Est des anomalies de la Baie d'Audierne, la zone ainsi localisée apparaissant alors comme une "zone-clé" pour la compréhension de la géométrie de la "suture sud-armoricaine".

B. ETUDE DE LA "ZONE-CLÉ" SITUÉE AU SUD-EST DES ANOMALIES DE LA BAIE D'AUDIERNE

L'étude de cette zone suggère l'existence d'un accident de socle important qui se manifeste principalement en magnétisme et secondairement à travers la morphologie de la marge, la gravimétrie et la sismicité naturelle (Fig.81).

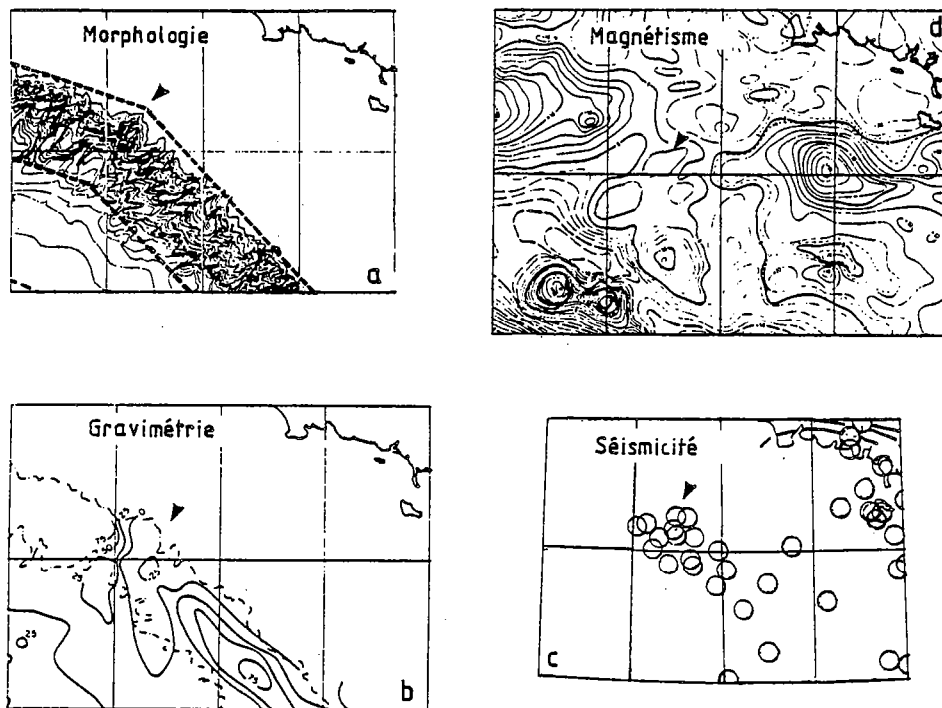


Fig.81 : Expressions morphologiques (a) ou géophysiques (b, c, d) de l'accident de socle ▼ défini dans la "zone-clé".

1 - Morphologie de la marge

Sur ce point deux remarques peuvent être émises:

- .il se produit dans cette zone (Fig.81a et 82) un changement notable dans la direction de la marge (Sibuet et Le Pichon, 1971),
- .il semble exister au niveau de la pente continentale de part et d'autre de cette zone, un comportement différent du socle: dans la partie Ouest ce dernier présente en effet une série de horsts et de grabens qui n'existent manifestement pas dans la partie Est (Fig.83a et b).

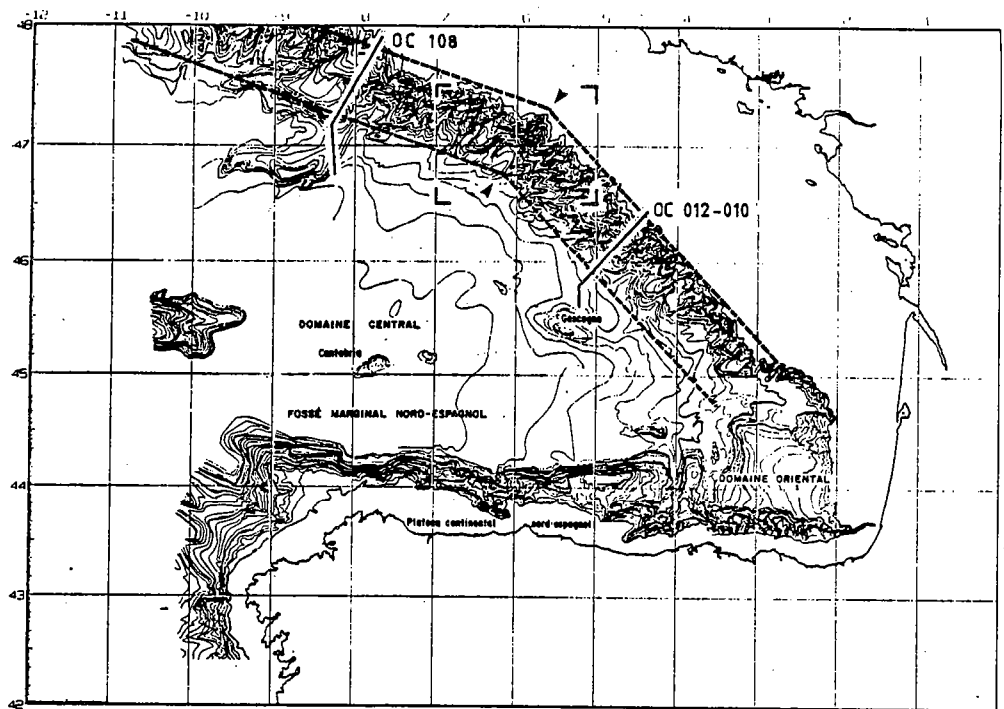
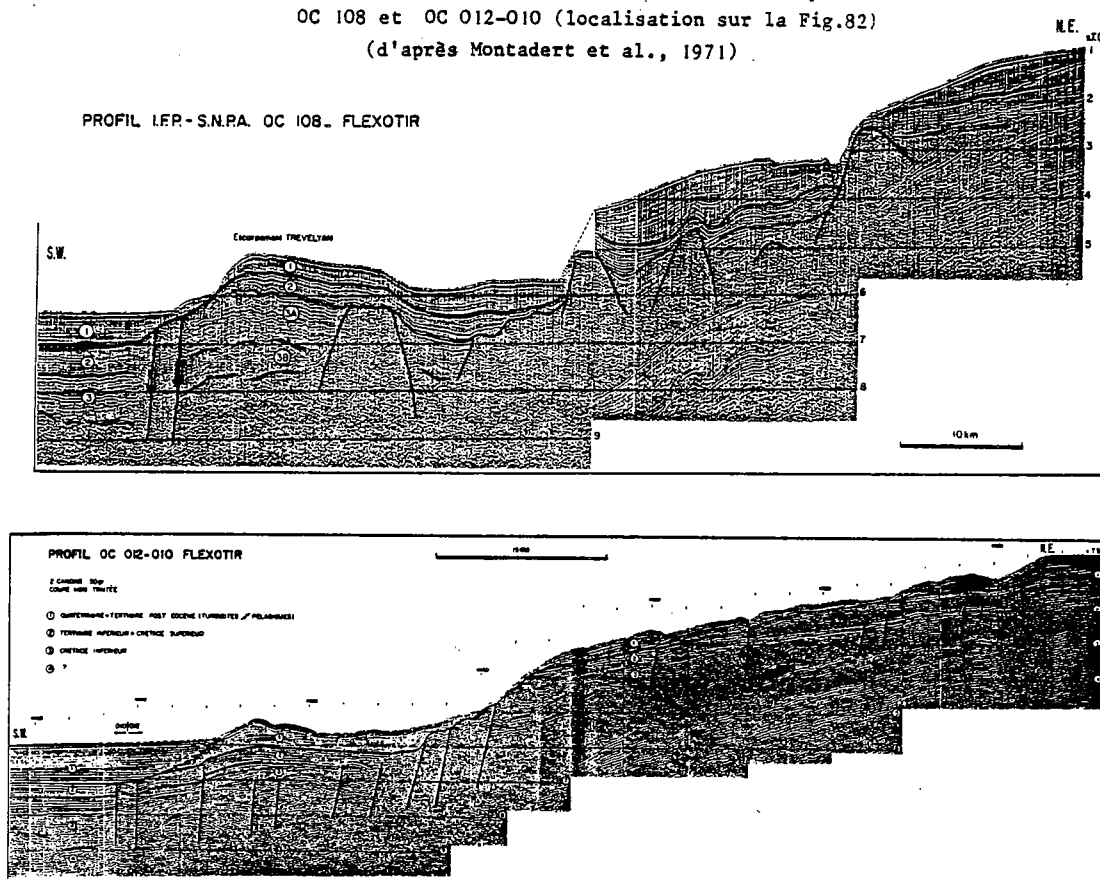


Fig.82 : Morphologie de la marge sud-armoricaine et localisation des profils de sismique réflexion OC 108 et OC 012-010 (modifié d'après Berthois, 1968).

Fig.83 : Comportement du socle au niveau des profils de sismique réflexion OC 108 et OC 012-010 (localisation sur la Fig.82) (d'après Montadert et al., 1971)



2 - Gravimétrie

Les données gravimétriques (air libre) du Golfe de Gascogne et de ses marges ont fait l'objet d'une correction de l'effet de bord gravimétrique qui existe à l'aplomb des pentes continentales Nord-Espagnole et Sud-armoricaine (Sibuet et Le Pichon, 1971). L'anomalie gravimétrique corrigée de l'effet de bord (Fig.81b) apparaît caractérisée le long de la pente sud-armoricaine par un maximum qui s'interrompt brutalement vers 5°50W ("zone-clé") reprend plus au Nord-Ouest (Sibuet et Le Pichon, 1971).

3 - Séismicité

Un nombre important de petits séismes (magnitudes comprises entre 3 et 4 sur l'échelle de Richter) a été enregistré dans cette zone par le Laboratoire de Détection Géophysique du CEA (Fig.81c) (Veinante-Delhaye et Santoire, 1980).

4 - Magnétisme

a. Mise en évidence d'une arcature magnétique vers le Sud-Ouest

Ayant déjà noté au début du chapitre V que cette zone était caractérisée du point de vue magnétique par une structuration majeure NE-SW, on peut remarquer cependant que la transition avec la zone étudiée plus à l'Est (structures magnétiques du plateau continental sensiblement E-W) se fait de manière progressive, se manifestant sur la carte levée par Ségoufin (magnétisme hydroremorqué) par la présence de nombreuses structures arquées (Fig.84) et sur la carte "volée" à 3000m par une arcature plus régionale qui s'arrête au pied de la pente continentale (Fig.85).

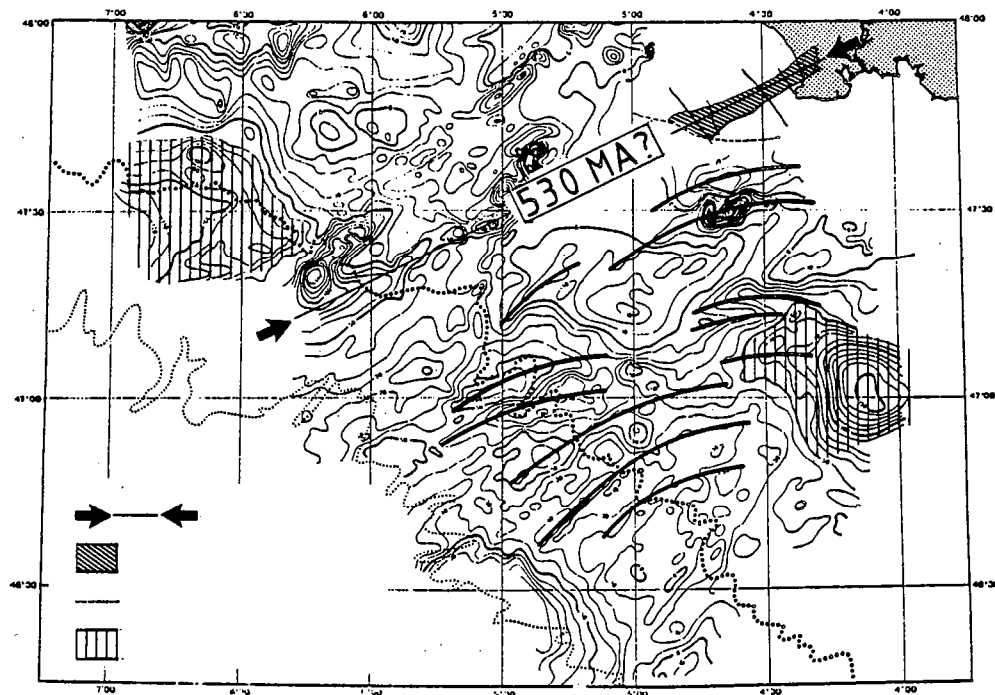


Fig.84 : Mise en évidence de structures magnétiques arquées d'après le magnétisme hydroremorqué (modifié d'après Ségoufin, 1975)
(Pour la légende se reporter à la Fig.60)

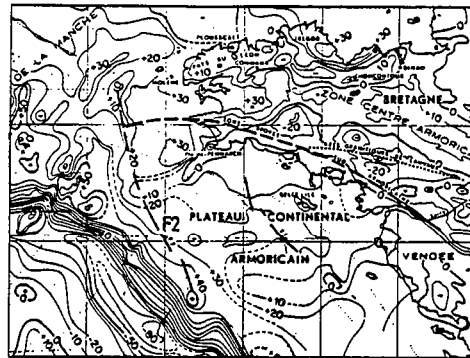
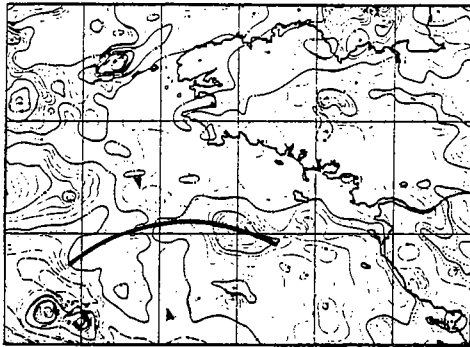


Fig.85 : Mise en évidence d'une "arcature" magnétique régionale d'après le magnétisme aéroporté (3000m)

► localisation de la faille de socle Nord-Sud recoupant l'arcature magnétique ◀

Fig.86 : Localisation de la faille de socle Nord-Sud reconnue en gravimétrie et en sismique (F2) (d'après Sibuet, 1972).

b. Etude de l'arcature magnétique

Cette arcature est recoupée par une faille sensiblement Nord-Sud qui apparaît assez nettement sur les cartes gravimétriques et magnétiques (volées à 500 et 3000m). Cette faille semble affecter (Fig.86) dans sa partie septentrionale la couverture sédimentaire (faille F2 définie par Bouysse et Horn, 1968). Quatre principales structures magnétiques (numérotées de 1 à 4 sur les figures 87a et b) définissent dans la zone C l'arcature précédemment envisagée, la cinquième structure située dans cette même zone étant située au Sud-Est des précédentes. Leur étude a été envisagée d'Est en Ouest.

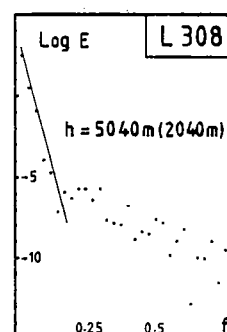
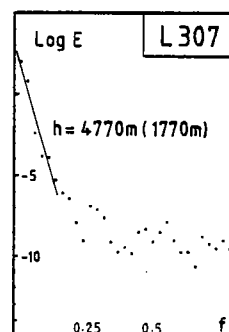
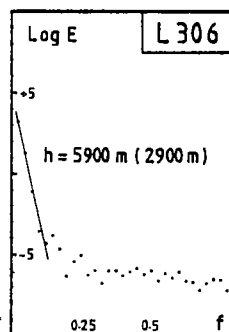
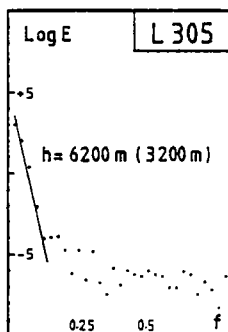
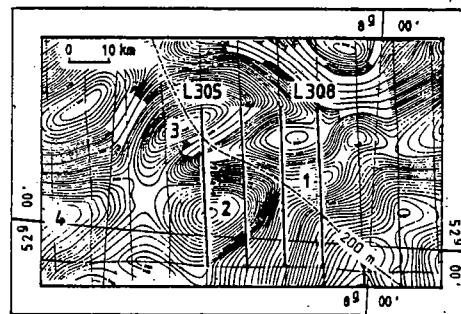
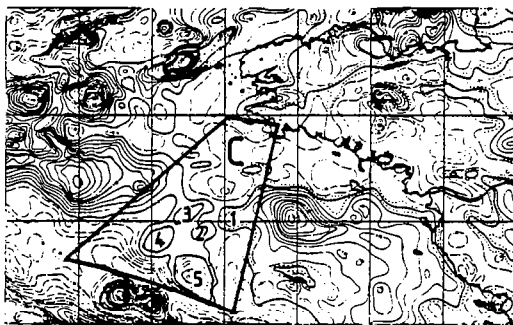


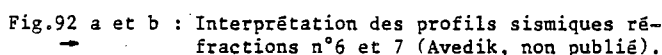
Fig.87 a et b : Localisation des principales structures magnétiques (1 à 5) de la zone "clé" et des profils L305 à L308 volés à 3000m.
(extrait de la carte magnétique de la FRANCE au 1/1000000).

Fig.88 : Spectres d'énergies des profils aéroportés L305 à L308.

En ce qui concerne les profondeurs de l'ordre de 3000m évaluées au niveau de la structure n°2 (située dans un environnement de début de pente continentale) il semble qu'elles soient également compatibles avec un caractère intrasocle par référence aux données du modèle gravimétrique (Fig.89) établi par Lalaut (1981) le long du profil sismique réflexion LM3 qui recoupe cette zone (profondeur du toit du socle de l'ordre de 2000m en début de pente continentale).

La profondeur de cette structure (numérotée A24 dans l'étude de Ségoufin, 1975) a été estimée à 1700m par cet auteur, soit de l'ordre de celles établies au niveau de la structure n°1. La méthode d'interprétation (Mac Grath et Hood, 1970) employée par Ségoufin indique implicitement que le modèle filon mince (dyke) peut s'appliquer à cette structure vraisemblablement intrasocle.

Un profil aéroporté (T218) du lever Golfe de Gascogne (500m) recoupant de façon satisfaisante la structure n°4 a été utilisé pour son interprétation (Fig.90). Parallèle à la marge sud-armoricaine et ne nécessitant de ce fait aucune correction particulière, ce profil a été interprété à l'aide de la méthode Koulomzine automatisée en terme de dyke à pendage Nord-Ouest (Fig.91).



La profondeur estimée (7800m) par cette méthode s'avère compatible avec un caractère intrasocle par référence aux données:

- .du profil réfraction n°6 (Avedik, non publié) (Fig.92a),
- .du modèle gravimétrique établi par Lalaut (1981) le long du profil de sismique réflexion LM3 (Fig.89).

Ces diverses données indiquent, au niveau du profil interprété, une profondeur du toit du socle de l'ordre de 7 km.

Relativement aux structures n°1, 2, 3 et 4 qui définissent l'arcature magnétique, la structure n°5 située plus au Sud-Ouest est caractérisée par une anomalie magnétique plus intense et d'orientation différente (sensiblement parallèle à la marge) (Fig.90). Un modèle dyke ne pouvant vraisemblablement rendre compte de l'anomalie observée, la profondeur de cette structure a été évaluée à partir du spectre d'énergie du profil L46 volé à 500m (Fig.93). La valeur très hypothétique de 13000m ainsi obtenue a été possiblement attribuée (par comparaison avec les données du profil réfraction n°7 d'Avedik, non publié - Fig.92b) à une source magnétique localisée dans un horizon très rapide (7km/s), ce dernier pouvant correspondre éventuellement à la partie ductile de la croûte continentale amincie définie par de Charpal et al. (1978).

La structure n°5 pourrait ainsi par son orientation et son contexte être liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne.

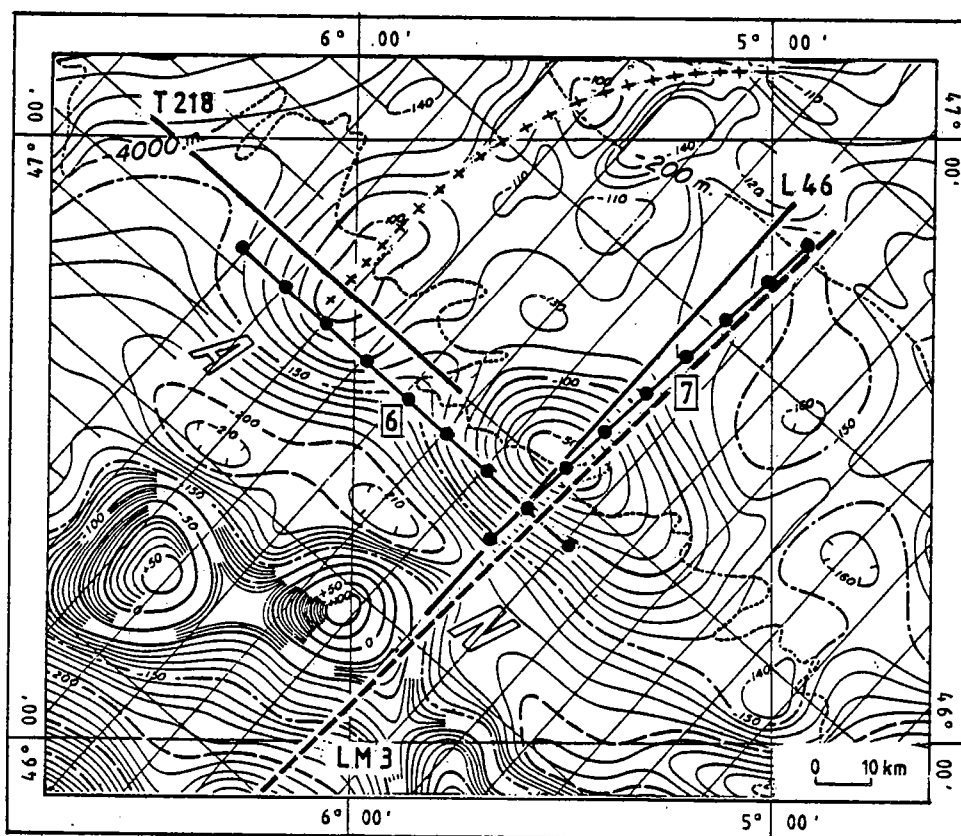


Fig.90 : Carte magnétique de la zone "clé" extraite de la carte magnétique du Golfe de Gascogne au 1/1000000.

- +++ arcature magnétique envisagée
- profils magnétiques T218 et L46
- profils réfractions n°6 et 7 (Avedik, non publié)
- profil gravimétrique LM3 (Lalaut, 1981)

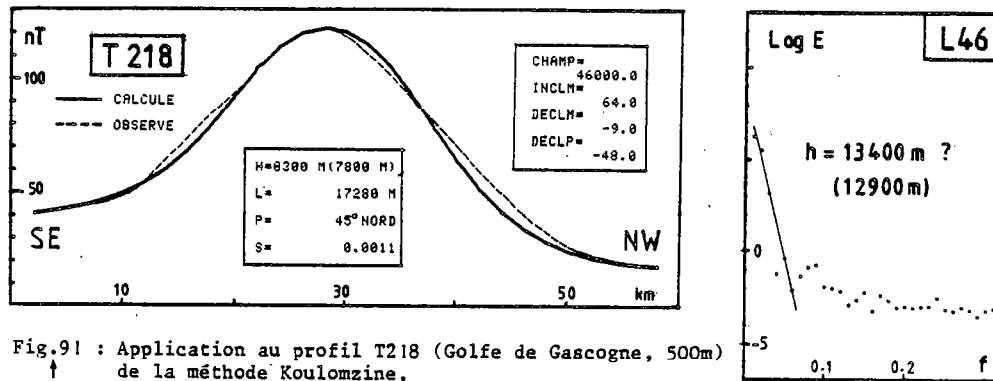


Fig.91 : Application au profil T218 (Golfe de Gascogne, 500m) de la méthode Koulomzine.

Fig.93 : Spectre d'énergie du profil L46 (Golfe de Gascogne, 500m) (localisation des profils T218 et L46 sur la Fig.90).

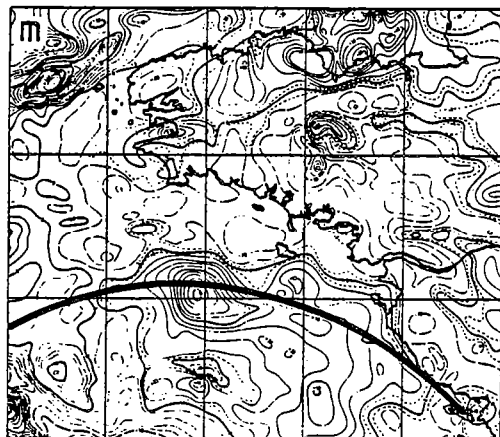
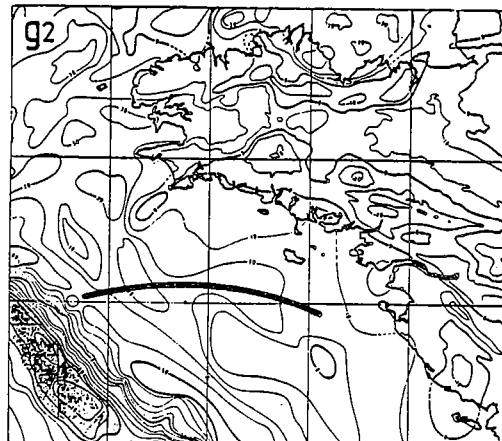
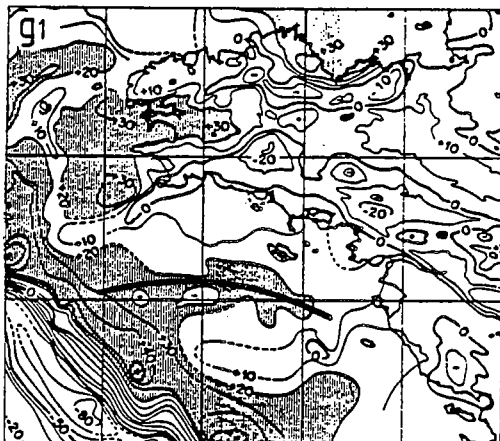


Fig.94 : Comparaison des cartes magnétique (m) et gravimétriques (g1 et g2) du plateau continental sud-armoricain (légèrement modifié d'après Sibuet, 1972b et Lalaut et al., 1981).

— arcature envisagée



C. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE DE LA "ZONE-CLE"

Diverses données morphologiques, gravimétriques, sismiques et magnétiques montrent qu'il existe dans la "zone-clé" définie au début de ce chapitre un accident de socle important matérialisé en magnétisme par des structures basiques apparemment intrasocles. Ces structures définissent une arcature magnétique qui peut être considérée comme une prolongation raisonnable vers l'Ouest des structures étudiées au niveau du plateau continental, certaines caractéristiques géométriques communes (modèle de dyke applicable aux structures 2 et 4) pouvant appuyer cette hypothèse.

D. APPORT DES DONNEES GRAVIMETRIQUES

L'amorce de l'arcature mise en évidence en magnétisme sur le plateau continental paraissant se retrouver également sur les cartes gravimétriques de Sibuet (1972) et de Lalaut et al. (1981), une comparaison plus attentive des cartes magnétiques et gravimétriques permet de noter à une échelle plus large une corrélation systématique assez nette entre le marqueur magnétique étudié et l'anomalie gravimétrique lourde présente sur le plateau continental (Fig.94). Cette corrélation spatiale pourrait s'expliquer en première approche par une source perturbatrice commune aux champs magnétiques et de pesanteur soit en l'occurrence le fort volume de matériel basique mis en évidence au niveau des structures magnétiques du plateau continental.

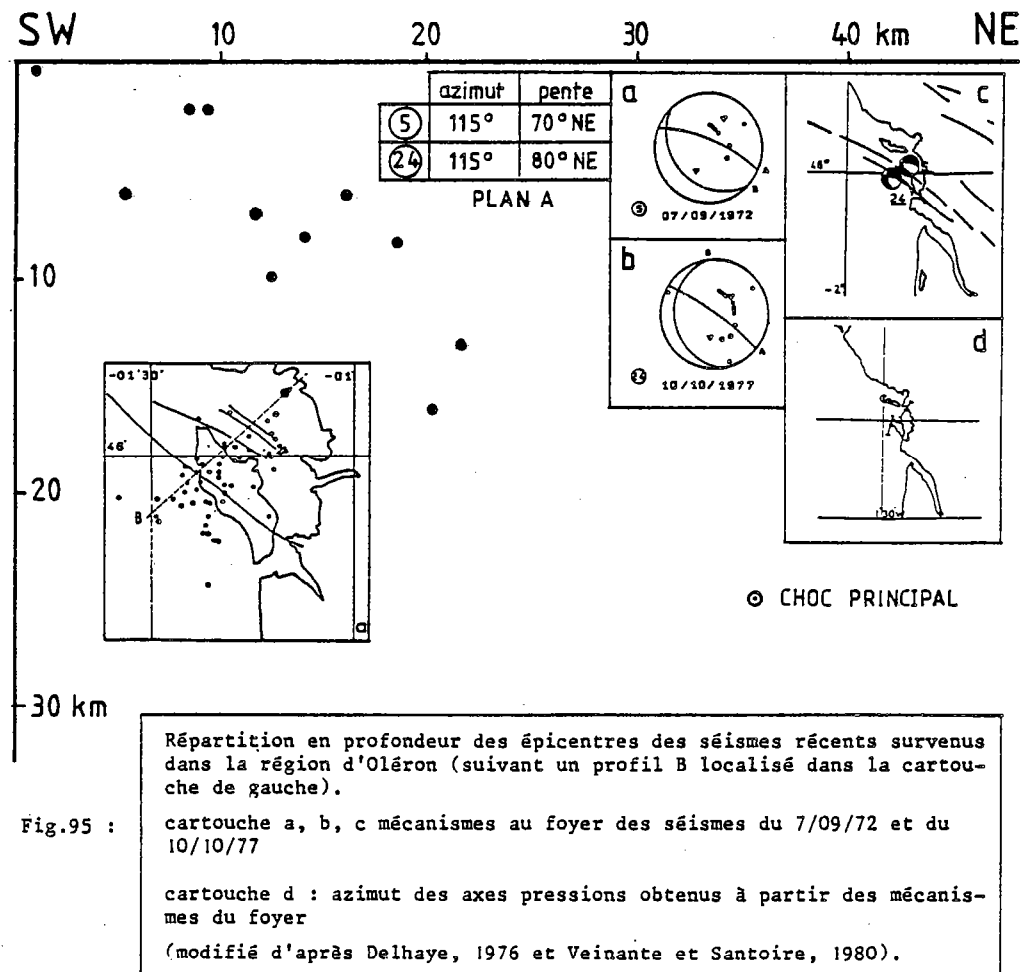
Cette interprétation de l'anomalie lourde du plateau continental nous a semblé plus raisonnable que celle proposée par Lefort et Haworth (1979) en terme de bassin paléozoïque.

VI. CONCLUSIONS GENERALES SUR L'ETUDE GEOPHYSIQUE DU MARQUEUR MAGNETIQUE

A. COMPATIBILITE AVEC UNE INTERPRETATION EN TERME DE SUTURE DE PLAQUES

L'étude du marqueur magnétique défini par Lefort confirme l'existence au niveau du plateau continental et du Bassin Aquitain d'un important **accident de socle**. Sa prolongation vers l'Ouest jusqu'à la Terrasse de Meriadzek n'apparaît cependant pas clairement établie, une alternative pouvant par ailleurs être envisagée à travers la présence d'une arcature magnétique orientée vers le Sud-Ouest.

Le caractère penté (vers le Nord) de cet accident, envisagé au niveau des diverses structures magnétiques modélisées en terme de dykes, est en bonne concordance dans la région d'Oléron avec les données de la sismicité. L'analyse des mécanismes au foyer des séismes survenus en 1972 et 1977 dans cette région a permis de mettre en évidence (Fig.95) l'existence d'une faille de direction 115° et de pente 70° à 80° NE "intéressant toute la croûte au moins" (Delhaye, 1976). Ce dernier caractère rend ainsi très vraisemblable l'interprétation de cette faille en terme de **suture** (inter ou intraplaque), notion qui sous entend en effet l'existence d'un accident crustal majeur.



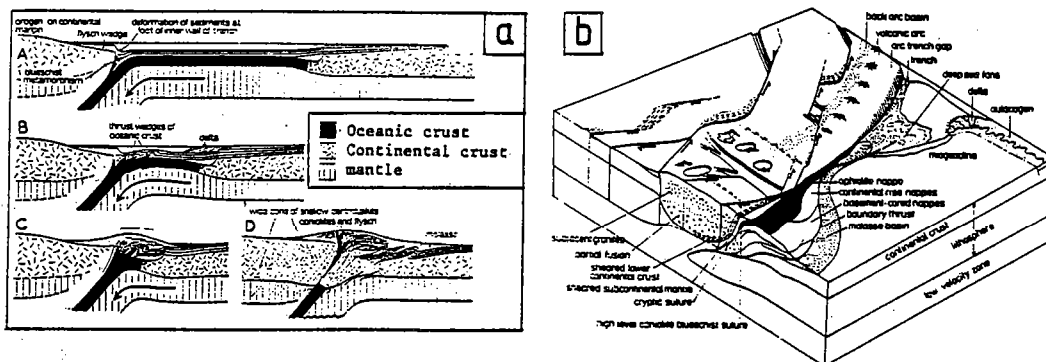


Fig.96 : Disposition du matériel basique de suture coincé (a: d'après Dewey et Bird, 1970) ou éjecté (b: d'après Dewey, 1977) entre les deux plaques concernées par la collision.
A rapprocher respectivement des modèles magnétiques de type "dyke" (cf. Fig.26) ou "plaque mince" (cf. Fig.34) établis le long de la suture sud-armoricaine.

Dans cette hypothèse, la pente de cet accident crustal vers le Nord pourrait refléter le sens de plongement d'un ancien plan de subduction. Les différents corps basiques qui jalonnent cet accident pourraient être interprétés comme des restes de croûte océanique ancienne coincée (modèle dyke) ou éjectée (modèle plaque mince) entre les deux plaques concernées par la collision (Fig.96a et b), cette explication n'excluant cependant pas des injections locales plus tardives de matériel basique à la faveur de cet accident. Un âge au moins antécarbonifère pourrait être attribué à cette suture du fait que certaines de ses irrégularités (ex: structure n°1 du plateau continental, Fig.97) semblent s'être comportées pendant le serrage carbonifère comme autant de structures "poinçonnant" le domaine sud-armoricain (Lefort et al., 1982).

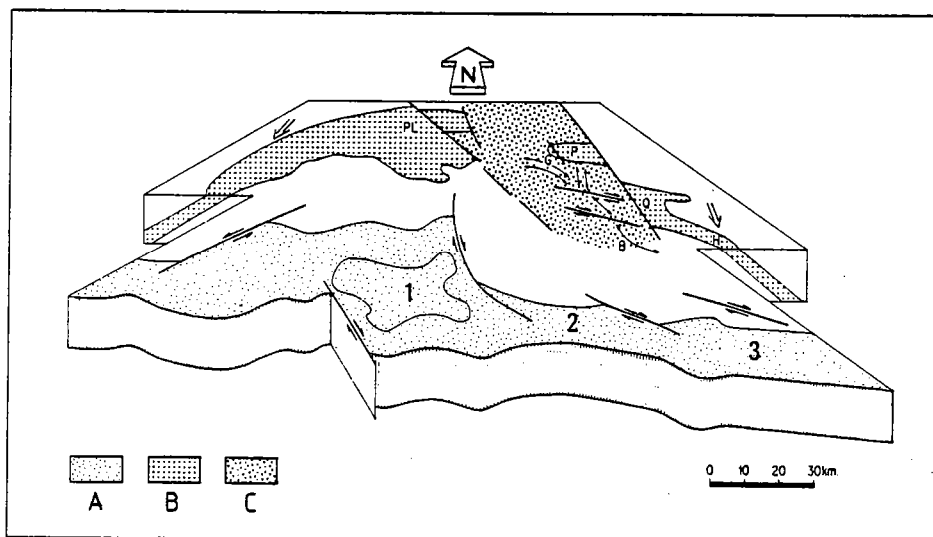


Fig.97 : Relations spatiales entre les corps basiques de la suture sud-armoricaine (A) et les structures du domaine sud-armoricain (B et C) (d'après Lefort et al., 1982)

- B Granites à 300MA (PL: Pont l'Abbé, P: Ploemeur, Q: Quiberon)
C Graben de l'île de Groix

1, 2 et 3: structures magnétiques du plateau continental (cf. fig. 24)

B. COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES GEOPHYSIQUES DE DEUX SUTURES POTENTIELLES: LA SUTURE SUD-ARMORICAINE ET LE CISAILLEMENT SUD-ARMORICAIN

Au niveau du massif armoricain hormis la suture sud-armoricaine, le cisaillement sud-armoricain (C.S.A) est le principal accident géologique retenu par de nombreux auteurs (Bard et al., 1980; Brun et Burg, 1982; Matte, 1983) comme suture potentielle relative à l'orogène varisque.

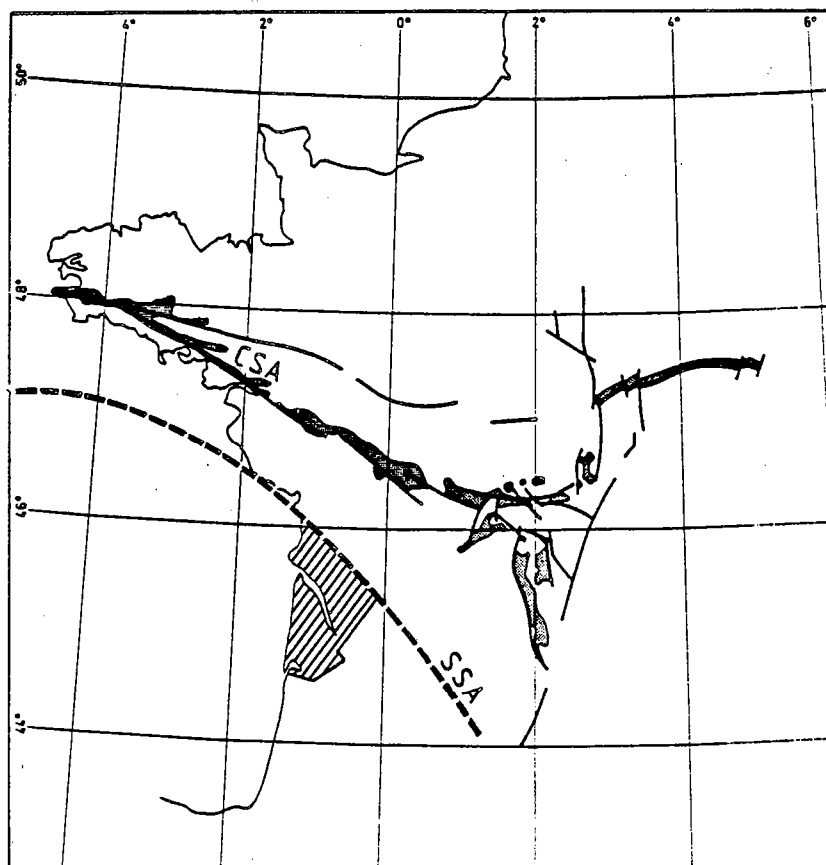




Fig.98 : Relations spatiales entre la suture sud-armoricaine (SSA) et le cisaillement sud-armoricain (CSA) (légèrement modifié d'après Weber, 1973).

-  leucogranites de jointure de l'arc hercynien
-  "vieux socle" métamorphique reconnu par forages pétroliers (cf. fig. 38b).

1 - Affinités

De par leurs directions subparallèles (Fig.98), on peut envisager pour le cisaillement sud armoricain et la suture sud-armoricaine plus méridionale une histoire en partie commune.

L'un et l'autre de ces accidents offrent une sismicité non négligeable guidée par une même direction "armoricaine" comme l'indiquent les résultats d'une autocorrélation pratiquée sur les données épicentrales du massif armoricain de l'année 1977 (Laboratoire de Détection Géophysique, 1977) (Fig.99).

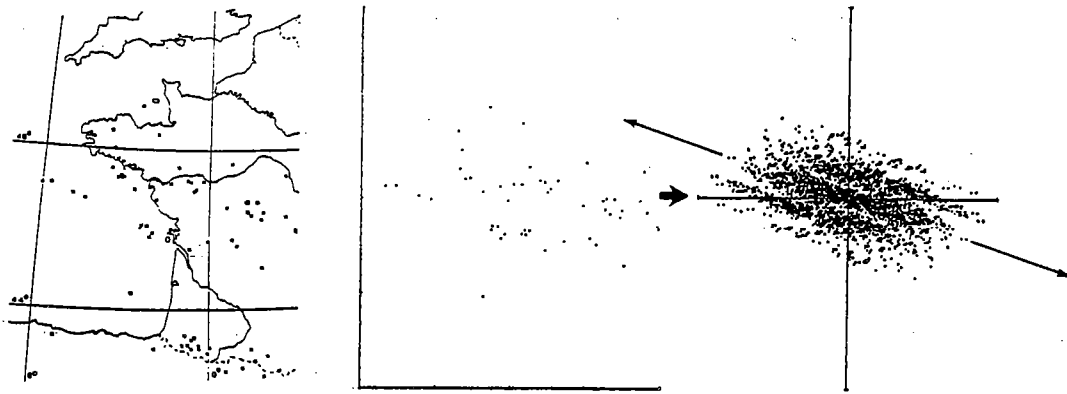


Fig.99 : Diagramme d'autocorrélation des données épicentrales enregistrées dans l'Ouest de la France pour l'année 1977.

2 - Différences

Concernant les données de la sismicité, les hypocentres des séismes apparaissent nettement plus profonds au niveau de la suture sud-armoricaine (jusqu'à 25km de profondeur dans la région d'Oléron (Fig.95)) qu'au niveau du cisaillement sud-armoricain où les séismes semblent relativement superficiels (env. 5km).

Concernant les données du magnétisme et de la gravimétrie le cisaillement sud-armoricain se distingue de la suture sud-armoricaine par l'absence notable à son aplomb d'anomalies magnétiques positives et d'anomalies gravimétriques lourdes qui suggère une absence probable de matériel basique à son niveau.

3 - Interprétation de ces deux sutures potentielles

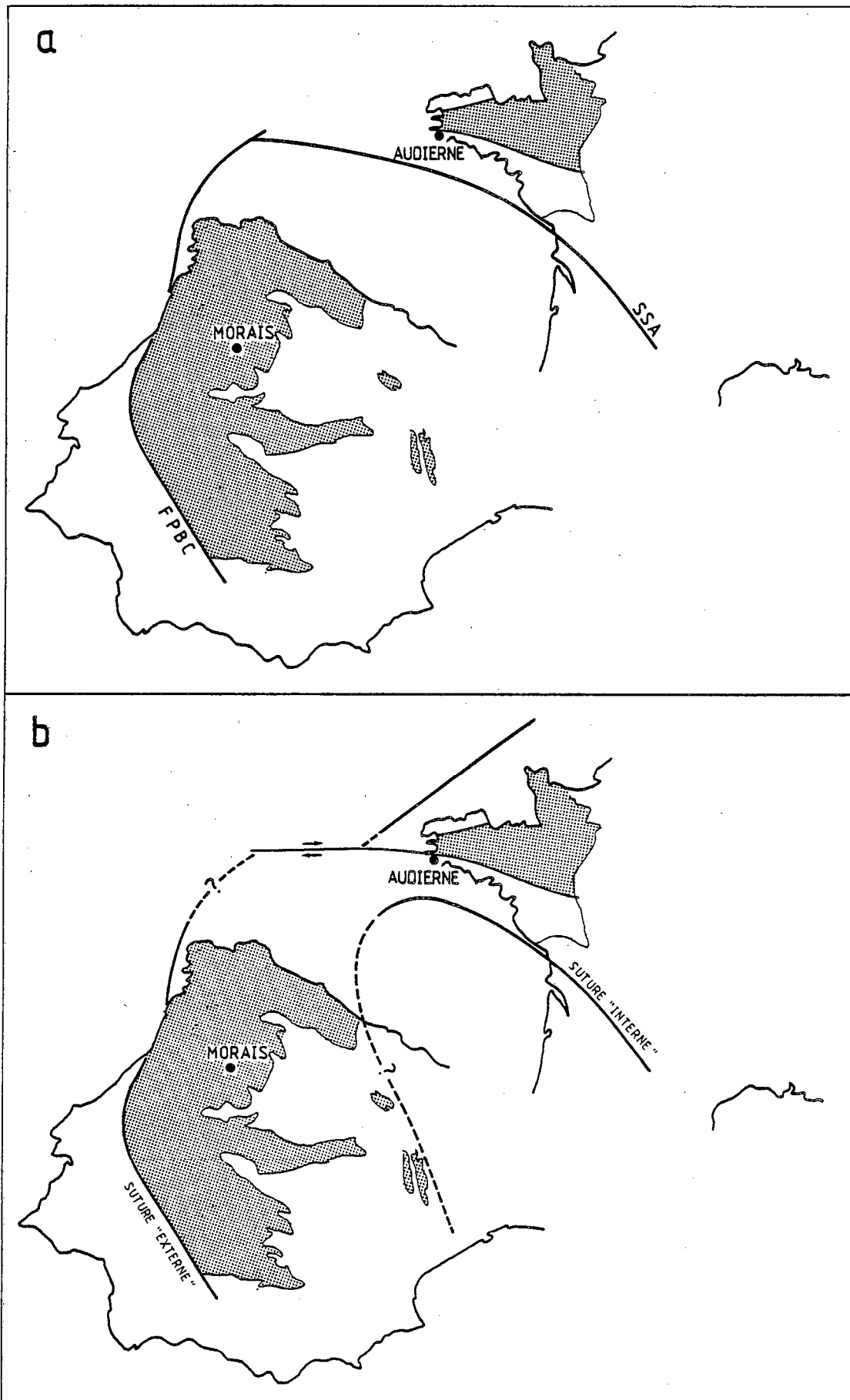
L'abondance des leucogranites environnants appuyant au niveau du cisaillement sud-armoricain l'hypothèse d'une importante activité ensialique passée (fusion crustale), cet accident présenterait ainsi plutôt des caractères de **suture intraplaque** alors que la suture sud-armoricaine offrirait par l'abondance du matériel basique qui la jalonne des caractères de **suture interplaque**.

C. LE PROBLEME DE LA PROLONGATION DE LA SUTURE SUD-ARMORICAINE VERS LE SUD-OUEST

L'infléchissement vers le Sud-Ouest de la suture sud-armoricaine (envisagé au niveau de l'arcature magnétique) pouvant raisonnablement s'inscrire dans le cadre géologique plus large de l'"Arc ibéro-armoricain", il a semblé logique de rechercher en Espagne la prolongation éventuelle de la suture étudiée. Cette recherche a été rattachée à la deuxième partie de ce mémoire: Arguments géologiques en faveur d'un modèle de suture de plaques d'âge "Caledonien".

2EME PARTIE :

ARGUMENTS GEOLOGIQUES EN FAVEUR D'UN MODELE
DE SUTURE DE PLAQUES D'AGE "CALEDONIEN"



I. LE PROBLEME DE LA PROLONGATION EN ESPAGNE DE LA SUTURE SUD ARMORICAINE

A. LA FAILLE DE BADAJOZ-CORDOUE : SUTURE INTERPLAQUE OU INTRAPLAQUE ?

Le principal accident du massif ibérique raisonnablement interprétable en terme de suture potentielle est la faille de **Porto-Badajoz-Cordoue** (Fig.101).

Cet accident présenterait en première approche, selon les critères établis au début de cette étude, des caractères de suture **interplaque**:

- .sa partie terrestre sépare deux domaines (centre-ibérique et sud-ibérique) dont les associations fauniques présentent des différences importantes au paléozoïque inférieur (Paris et Robardet, 1977),
- .sa partie immergée constitue vraisemblablement la zone de racines des nappes ophiolitiques de Galice et du Portugal dont les termes éclogitiques (Cap Ortegal) représenteraient les témoins obductés d'une croûte océanique ordovicienne (Bard et al., 1980).

Un caractère de suture **intraplaque** ne peut cependant être complètement écarté dans la mesure où:


- .le régime essentiellement **décrochant** qui caractérise le fonctionnement de cet accident pendant tout le paléozoïque (Lefort et Ribeiro, 1980) peut être responsable de la juxtaposition actuellement observée entre deux domaines faunistiques différents,
- .les nappes ophiolitiques obductées d'Ouest en Est peuvent provenir de la fermeture d'une aire océanique mineure (ex. bassin marginal partiellement océanisé).

B. LE MODELE DE LEFORT ET RIBEIRO

Un modèle du type de celui proposé par Lefort et Ribeiro (1980) consistant à interpréter la faille de Badajoz Cordoue comme une "prolongation" possible de la suture interplaque sud-armoricaine se heurte à deux obstacles majeurs :

- La suture interplaque globale ainsi définie recoupe l'arc ibéro-armoricain (Fig.101a), séparant notamment en deux parties l'aire de sédimentation du grès armoricain (ordovicien inférieur) (Noblet, 1984) et des schistes à calymènes (ordovicien moyen) (Guillocheau,

← Fig.101 a : La suture de l'océan sud-armoricain au sens de Lefort et Ribeiro (1980).

- | | |
|---|---|
| S.S.A. | suture sud-armoricaine |
| F.P.B.C | faille Porto-Badajoz-Cordoue |
|  | aire de sédimentation du grès armoricain (Arenig) et des schistes à calymènes (Llanvirn-Llandeillo) |
| ● | massifs basiques et ultrabasiques d'Audierne et de Morais. |

← Fig.101 b : Modèle hypothétique respectant l'"intégrité" de l'aire de sédimentation ordovicienne.

1983) alors que les données paléontologiques montrent pendant tout l'ordovicien les mêmes similitudes faunistiques entre les zones centre-ibérique et centre-armoricaine (Henry et al., 1974).

- Les massifs basiques et ultrabasiques de la Baie d'Audierne (France) et de Morais (Portugal), très comparables du point de vue pétrographique, structural et géophysique (cf.§V.8.c), se retrouvent dans un tel modèle de part et d'autre de la suture interplaque globale, cette situation ne pouvant alors être expliquée que par une mise en place "à vergence opposée" (peu vraisemblable) de ces 2 unités allochtones (Fig.101a).

Partant de ces deux remarques, le problème de la localisation des sutures dans le cadre de l'Arc Ibéro-armoricain a été abordé selon une démarche qui a consisté à considérer l'aire de sédimentation du grès armoricain et des schistes à calymènes comme une entité indissociable dans le temps et l'espace. De cette considération découlent les deux approches complémentaires envisagées.

C. APPROCHE SPATIALE

On est amené dans l'hypothèse formulée précédemment à envisager l'existence de deux sutures situées de part et d'autre de l'aire de sédimentation ordovicienne:

.une suture "interne" dont l'une des branches est constituée par la suture sud-armoricaine précédemment étudiée.

.une suture "externe" dont la partie ibérique est constituée par la faille de Porto-Badajoz-Cordoue (Fig.101b).

Au vu de la faible quantité des données géophysiques disponibles pour l'Espagne, il a paru préférable de cerner dans un premier temps les prolongations possibles de ces deux sutures en recherchant dans le cadre de l'Arc ibéro-armoricain des éléments géologiques de convergence de plaques (arc volcanique, bassins marginaux, nappes ophiolitiques, etc...).

D. APPROCHE TEMPORELLE

L'examen de la répartition au paléozoïque du magmatisme (plutonisme et volcanisme), des zones de subsidence, du métamorphisme de haute-pressure et de la déformation nous a conduit à relier l'histoire de ces deux sutures à une convergence de plaques initiée au paléozoïque inférieur.

II. RECHERCHE AU PALEOZOIQUE INFÉRIEUR D'ELEMENTS DE CONVERGENCE DE PLAQUES

Avertissement: Le report de ces différents éléments a été effectué sur un "fit" de l'Arc ibéro-armoricain en position ante-ouverture du Golfe de Gascogne (Lefort et Haworth, 1979) qui ne tient pas compte de la forme initiale de l'arc (Perroud, 1980) existant avant la phase de serrage survenue au Carbonifère (Fig.102).

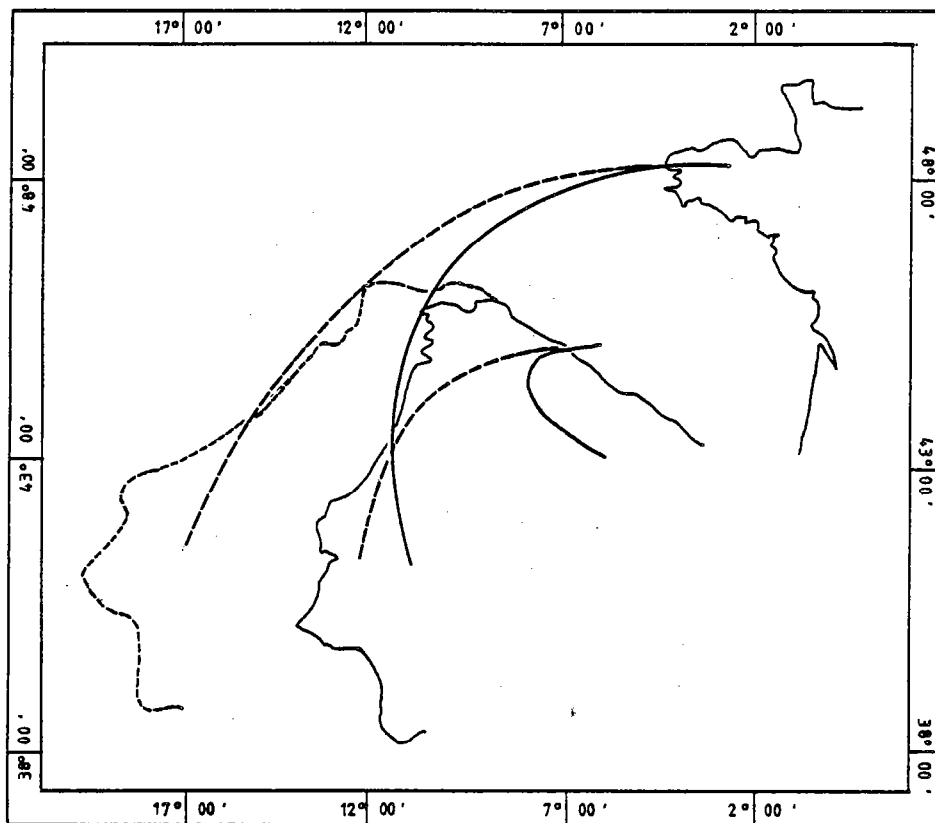


Fig.102 : Reconstitution de la forme de l'Arc ibéro-armoricain d'après les données paléomagnétiques

- avant l'ouverture du Golfe de Gascogne (Trias)
 - - - avant le serrage de l'Arc (carbonifère)
- (modifié d'après Perroud, 1980).

A. MAGMATISME DU PALEOZOIQUE INFÉRIEUR

1 - Plutonisme

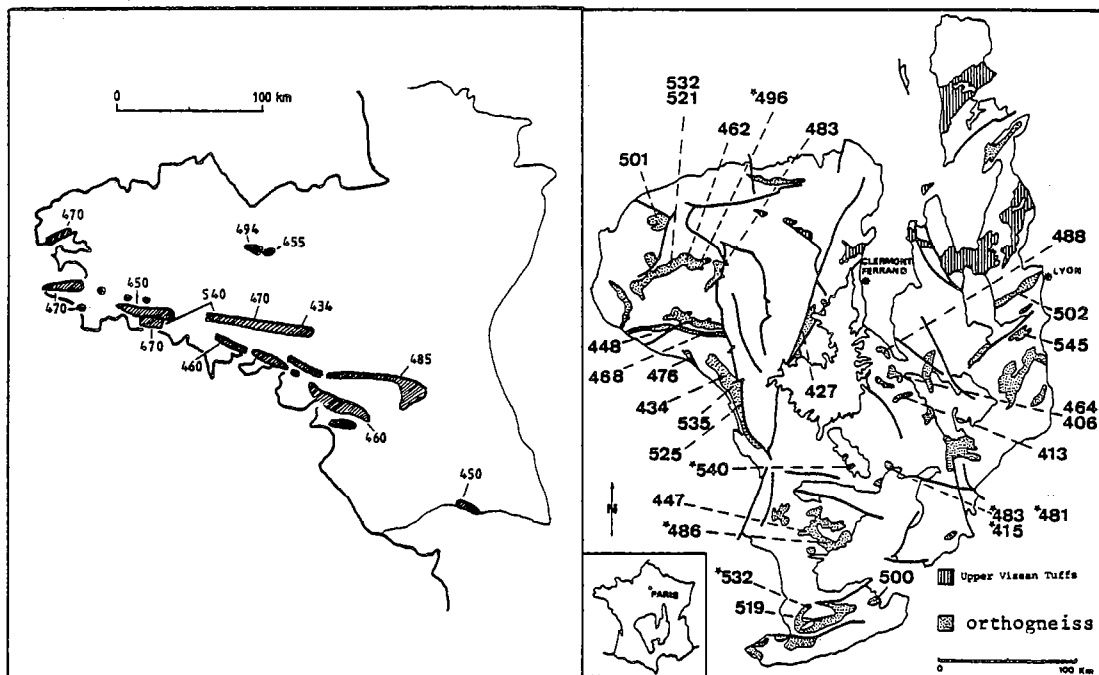
a. Massif Central

Longtemps négligé par rapport au plutonisme "hercynien" le plutonisme cambro-ordovicien représente en fait sous forme d'orthogneiss (Fig.104) plus de la moitié du volume des granitoïdes émis dans cette région pendant tout le paléozoïque (Duthou et al., 1984).

La production de ces orthogneiss, en majorité de type calco-alcalin (Duthou et al., 1984) cesse au siluro-dévonien (410-360 MA) relayée alors par la mise en place d'abondants granites "hercyniens".

b. Massif Armoricain

Le plutonisme peu abondant au Cambrien (Moëlan I, Lanvaux I: 540MA) est caractérisé à l'Ordovicien par l'émission d'un volume important de granitoïdes sud-armoricains (postérieurement orthogneissifiés) dont la production s'étale sur 50MA (Fig.103).



↑ Fig.103 : Localisation des orthogneiss du Massif Armoricain et âges correspondants d'après les données de Vidal (1980), Peucat (1983) et Jégouzo et al. (1985).

Fig.104 : Localisation des orthogneiss du Massif Central et âges correspondants (d'après Duthou et al., 1984).

Longtemps classés pétrographiquement parmi les granitoïdes alcalins et considérés à ce titre comme représentatifs d'une distension ordovicienne, les études géochimiques récentes (Jégouzo et al., 1985) ont permis en fait d'y reconnaître des plutonites calco-alcalines typiques (Fig.105).

Cette dernière tendance les rapprocherait des orthogneiss du Massif Central, ce rapprochement étant appuyé par le fait que leur production s'interrompt pendant une période comparable (430-375MA pour les granitoïdes sud-armoricains).

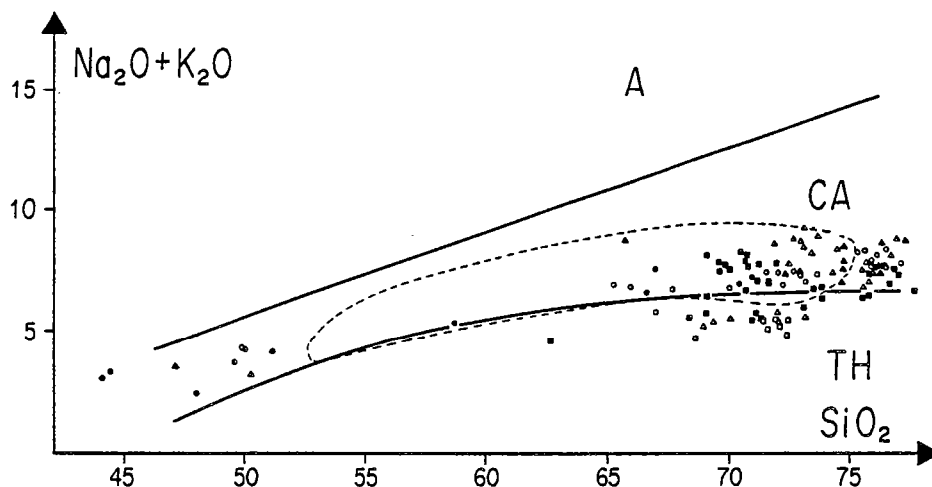


Fig.105 : Géochimie des orthogneiss sud-armoricains (d'après Jégouzo et al., 1985)
(diagramme alcalins - silice A: champ alcalin;
CA: champ calco-alcalin ; TH: champ tholéitique)

c. Massif Ibérique

Des âges compris entre 497 et 450MA ont été mis en évidence par la géochronologie au niveau de divers massifs orthogneissiques du massif ibérique (Fig.106). Ces orthogneiss "pré-hercyniens" peuvent être classés en deux groupes selon leur environnement:

.les orthogneiss "autochtones" associés cartographiquement à la formation porphyroïde "Ollo de Sapo". Des âges à la limite Cambrien-Ordovicien y ont été mesurés dans la région de Sanabria: 494 ± 20 MA (Ferragne, 1972) et dans la sierra de Guadarrama: 497 ± 12 MA (Viallette, non publié) région dans laquelle ces orthogneiss seraient plus vraisemblablement cambriens (Iglesias, comm. pers.).

.les orthogneiss "allochtones" associés cartographiquement aux massifs catazonaux de Galice (mis en place vraisemblablement sous forme de nappes ophiolitiques). Des âges compris entre 490 et 450MA ont été mesurés sur ces orthogneiss où par ailleurs une première génération calco-alcaline semble avoir précédé une génération peralcaline (Floor, 1966).

Il semblerait enfin qu'il existe, dans le massif ibérique, entre la production des orthogneiss pré-hercyniens et celles des granitoïdes hercyniens une pause comparable à celles mises en évidence au niveau du massif central et du massif armoricain.

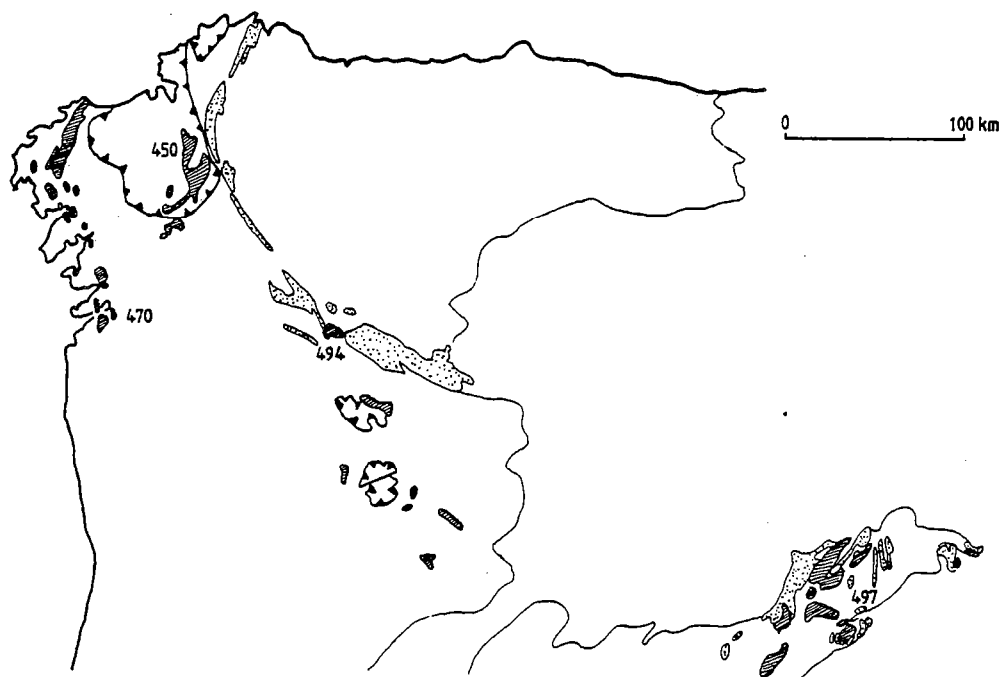





Fig.106 : Localisation des orthogneiss du Massif Ibérique et âges correspondants d'après les données de Kuijper et al. (1982), Ferragne (1972) et Viallette (non publié)

-  orthogneiss cambro-ordoviciens
-  formation porphyroïde "Ollo de Sapo"
-  Massifs basiques et ultrabasiques de Galice et du Portugal

2 - Volcanisme

a. France* (Fig.107)

Le paléozoïque inférieur est marqué par une importante activité volcanique dont le paroxysme se situe au Cambrien moyen et supérieur (Boyer, 1979).

al. Cambrien

Dans le massif armoricain si on excepte le domaine nord-armoricain lié à l'orogène cadomien (Auvray, 1979) le volcanisme (Reminiac, Cholet, Haut Bocage Vendéen) est essentiellement acide (Rhyolitique) et a été interprété en terme de fusion crustale (Boyer, 1974). Il semble cependant exister localement (Baie d'Audierne, Groix, région du Pouldu) un volcanisme de type différent dont l'âge pourrait être cambrien:

.la lignée **tholéitique** serait représentée par les prasinites dont la mise en place a été envisagée en Baie d'Audierne vers 530 MA (Peucat, 1983).

.la lignée **calco-alcaline** serait représentée en Baie d'Audierne par les méta-grauwackes du groupe supérieur (Peucat, 1973; Hanmer, 1977; Maillet, 1977).

**N.B. Cette revue du volcanisme du paléozoïque inférieur en France a été essentiellement effectuée à partir de la synthèse du paléovolcanisme ante-Dévonien réalisée par Boyer (1979).*

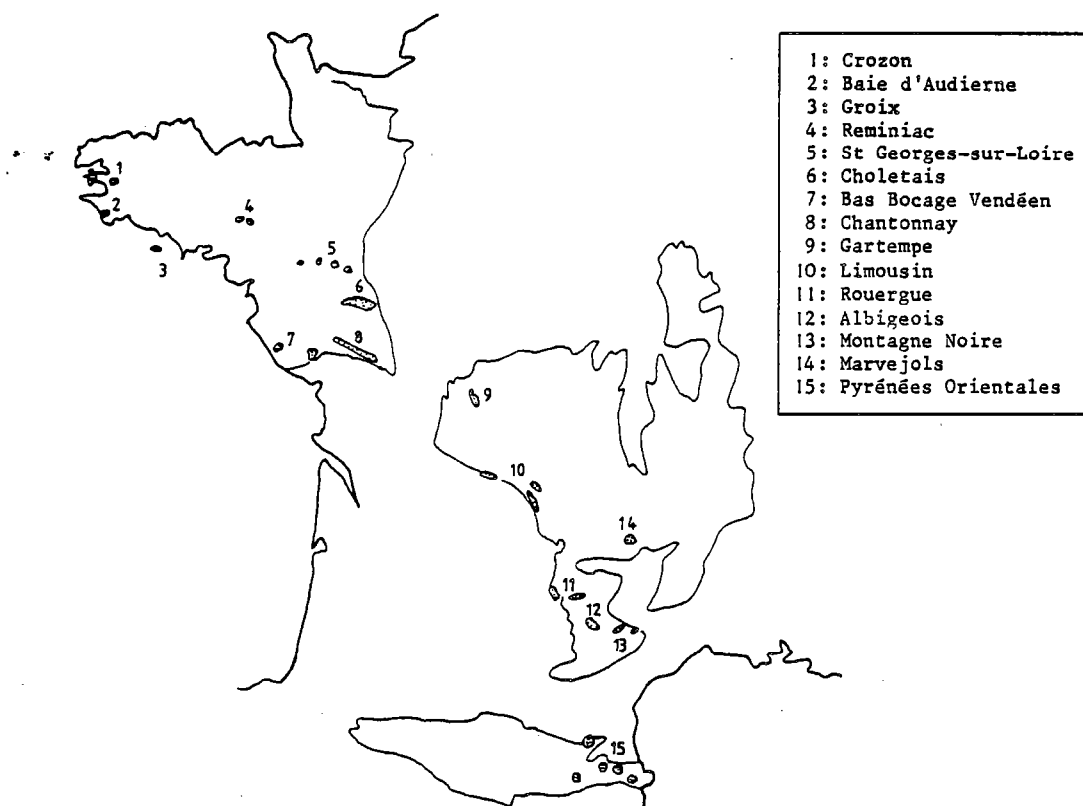


Fig.107 : Localisation du volcanisme cambro-ordovicien dans le Massif Armoricain et le Massif Central (légèrement modifié d'après Boyer, 1979).

Dans le Massif Central (Limousin, Rouergue, Albigeois, Montagne Noire) le volcanisme cambrien est caractérisé par un aspect bimodal acido-basique (Boyer, 1979). On y trouve en effet associés un volcanisme **tholéitique** et un volcanisme **calco-alcalin** ce dernier ayant été mis en évidence dans le Limousin au niveau de Gartempe (Piboule, 1977) et Thiviers (Guillot et al., 1977). L'association de ces deux lignées tholéitique et calco-alcaline a été confirmée ultérieurement par une étude géochimique des éléments traces réalisée sur les metabasites du Bas-Limousin (Cabanis et al., 1983).

Dans les Pyrénées Orientales il existe enfin au niveau du massif du Canigou un volcanisme vraisemblablement cambrien que l'on rencontre sous forme de tufs ignimbritiques rhyolitiques à andésitiques (Guitard et Laffite, 1956).

a2.Ordovicien

Dans le Massif Armoricain la région de Crozon est le siège à l'ordovicien supérieur d'un volcanisme **tholéitique** tandis que la région de St Georges/Loire est caractérisée à l'ordovico-silurien par l'émission de laves basaltiques présentant "pro-partie des caractères de **tholéites** de type médio-océanique et pro-partie des caractères de série **calco-alcaline**" (Boyer, 1979). On trouve enfin dans la région de Chantonay et du Haut-Bocage Vendéen des metabasites d'âge ordovico-silurien s'apparentant à des **tholéites d'arc** (Boyer, 1979).

Dans le Massif Central, on rencontre dans l'Albigeois et la Montagne Noire un volcanisme caractérisé par l'association de laves acides (rhyolites et rhyodacites) et basiques (spilites). Leur chimisme en ferait "une série **calco-alcaline** pour certains, une série **tholéitique** pour d'autres (Boyer, 1979). Le groupe leptyno-amphibolique de Marvejols interprété en terme de magmatisme **arrière arc** (Briand et Piboule, 1980) est à rattacher au volcanisme ordovicien (âge de mise en place: 482MA, déterminé par la méthode U/Pb; Pin et Lancelot, 1979).

Dans les Pyrénées Orientales on connaît enfin des manifestations volcaniques andésitiques à l'ordovicien "moyen-inférieur" dans le massif du Mouthoumet et un volcanisme andésitique **calco-alcalin** d'âge Caradoc dans les massifs des Aspres et de l'Agly (Boyer, 1979).

b.Espagne (Fig.108)

b1.Cambrien

L'âge précambrien supérieur attribué classiquement (Parga Pondal et al., 1964; Riemer, 1966) à la formation volcano-sédimentaire "Ollo de Sapo" est remis en cause par de nombreux auteurs: un âge paléozoïque inférieur (Matte, 1983) sans doute Cambrien (Iglesias, comm. pers.) voire Cambrien Supérieur (Martinez, 1973; Arche et al., 1977) apparaissant actuellement plus vraisemblable.

Cette formation porphyroïde qui témoigne d'une importante activité volcanique rhyodacitique se suit sur une longueur de près de 500km depuis la Galice jusqu'à la Sierra de Guadarrama (Fig.108).

Une étude géochimique détaillée (Navidad, 1978) a montré que les compositions rencontrées dans les faciès ignés étaient assez proches de celles des dellenites, rhyodacites et rhyolites **calco-alcalines**.

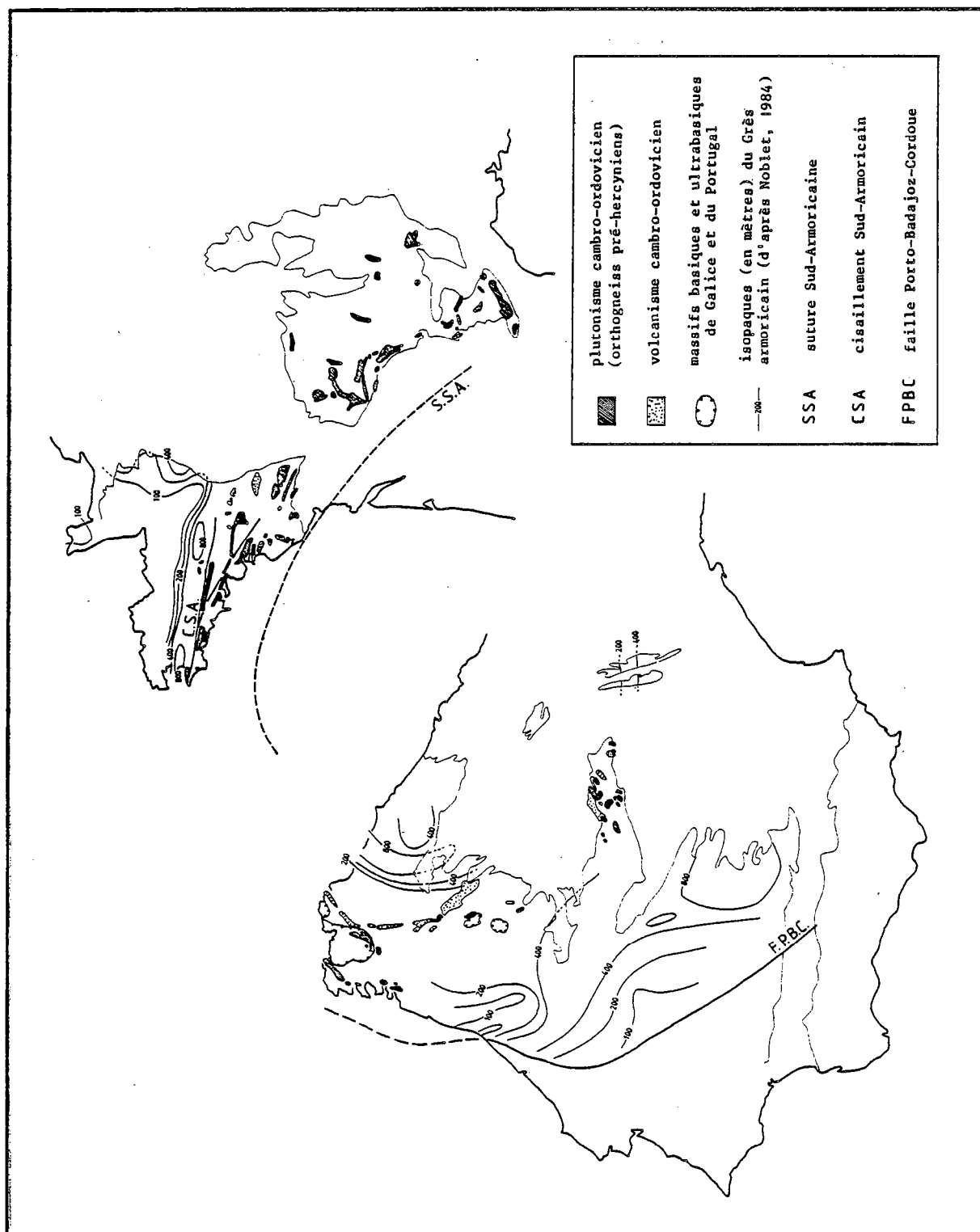


Fig.109 : Report des zones de magmatisme et de subsidence (période cambro-ordovicienne) sur le fit anté-ouverture du Golfe de Gascogne de Lefort et Haworth (1979).

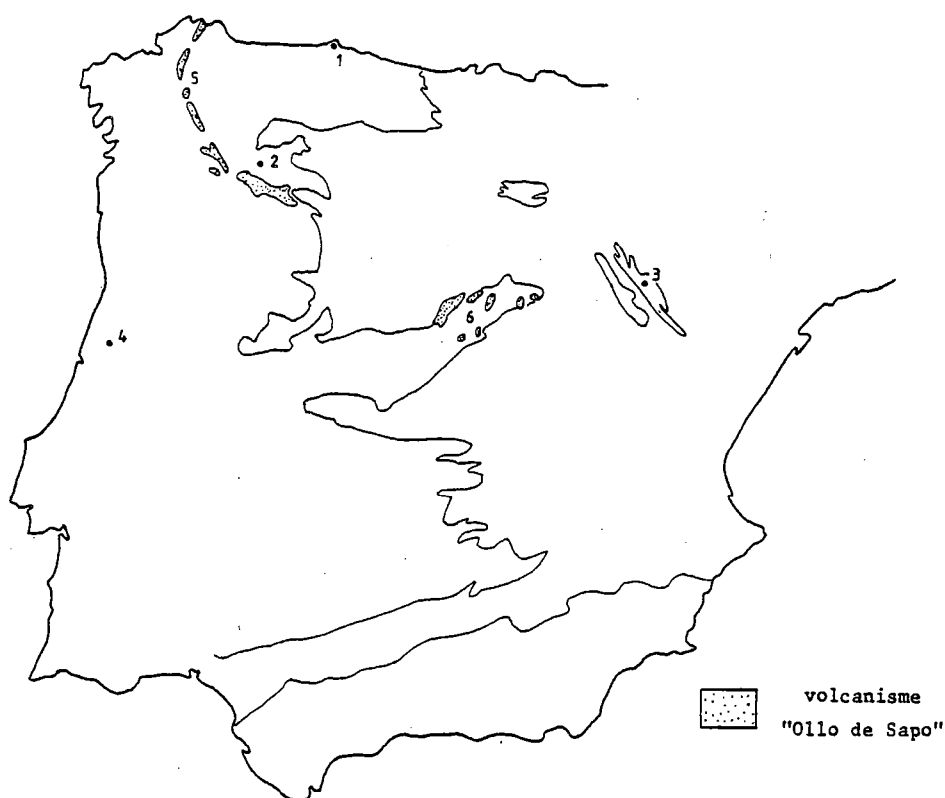


Fig.108 : Localisation du volcanisme cambro-ordovicien dans le Massif Ibérique

1: Cabo de Penas et Cabo Vidrias; 2: Synclinal de Truchas; 3: Dépression de Catalayud (Celtibérie); 4: Buçaco; 5: Galice; 6: Sierra de Guadarrama.

Un contexte de convergence de plaques (subduction et/ou collision) paraît ainsi plus apte à expliquer le volcanisme type "Ollo de Sapo" qu'un contexte distensif.

b2.Ordovicien

Le volcanisme ordovicien de la Péninsule Ibérique apparaît essentiellement localisé au niveau de bassins sédimentaires (Analogie avec le Massif Armoricain)

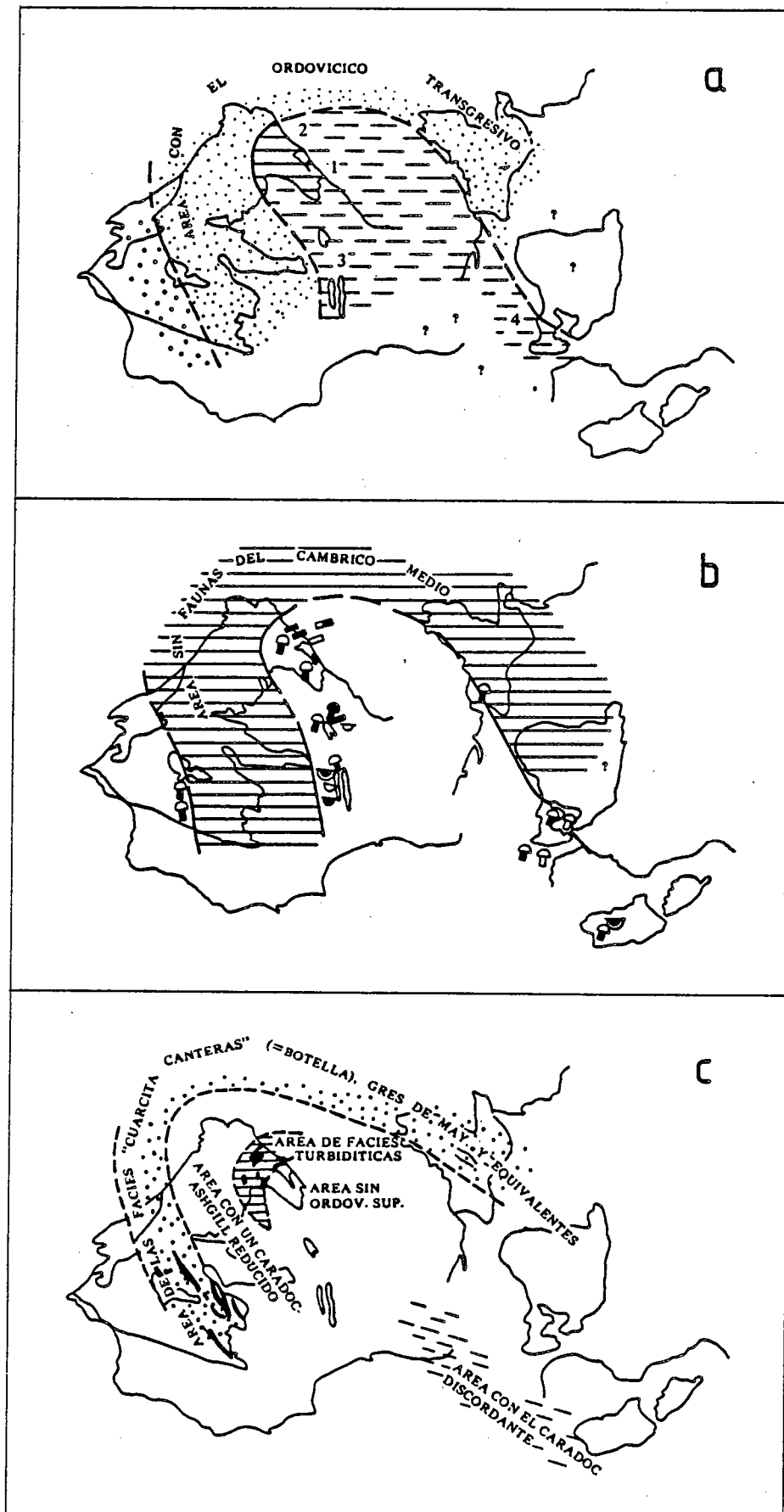
.à l'ordovicien inférieur, on trouve en Celtibérie les traces d'une activité volcanique acide (rhyolites) dans les formations de Santed (Trémadoc) et du grès armoricain (Arenig) (Hamman et al., 1982),

.à l'ordovicien moyen on rencontre des niveaux volcaniques (laves basiques, tuffs rhyolitiques) dans la formation des schistes de Lueca (Cabo de Penas, synclinal de Truchas),

.à l'ordovicien supérieur, le volcanisme de nature basique s'intensifie dans les régions de Cabo de Penas (Asturies) et de Buçaco (Portugal).

3 - Conclusions sur le magmatisme "pré-hercynien"

Le magmatisme "pré-hercynien" ne semble pas par la diversité de ses termes typique du contexte de **distension généralisée** proposé classiquement pour la période cambro-ordovicienne. La coexistence locale d'un magmatisme calco-alcalin et d'un



magmatisme tholéitique (mise en évidence dans le Limousin (Massif Central) par l'analyse des éléments majeurs et des éléments traces) pourrait notamment être raisonnablement expliquée dans un contexte de **convergence de plaques**.

La répartition étroitement liée dans l'espace et le temps (caractéristique d'un orogène andinotype, Pitcher, 1979) du plutonisme et du volcanisme pré-hercynien (Fig.109) ainsi que son caractère sub-parallèle (au niveau de la branche Nord de l'Arc ibéro-armoricain) avec la suture sud-armoricaine pourrait par ailleurs souligner une géométrie d'arc volcanique lié à un processus de subduction. Cette dernière initiée au Cambrien Supérieur se poursuivrait pendant l'Ordovicien.

B. RECONNAISSANCE DES ZONES SUBSIDENTES DU PALEOZOIQUE INFÉRIEUR

1 - Définition d'un bassin "externe" et d'un bassin "interne"

Pendant le paléozoïque inférieur, des phénomènes importants de subsidence se sont manifestés à l'intérieur de l'arc ibéro-armoricain sous la forme de bassins sédimentaires présentant une large extension géographique. Parmi ceux-ci on peut distinguer de part et d'autre de l'arc volcanique proposé précédemment deux bassins possédant des caractéristiques différentes (Fig.109) (Fig.110 a,b,c)

*un bassin "externe" (par rapport à l'arc volcanique) au niveau duquel l'ordovicien repose de façon discordante sur le socle précambrien (Fig.110a et b), la formation de base étant représentée par le grès armoricain. L'évolution de ce bassin fonctionnant de l'Arenig à l'Ashgill peut se résumer à trois stades si on généralise à l'ensemble du bassin l'interprétation de Durand et Guillocheau (1984) concernant plus particulièrement la région de Crozon:



.un stade juvénile d' "initiation" (Arenig) correspondant au dépôt du grès armoricain et caractérisé par un fort taux de subsidence et de sédimentation

.un stade de maturité (Arenig moyen à Caradoc basal) correspondant au dépôt de la formation des schistes à Calymènes et caractérisé par un faible taux de subsidence et de sédimentation




.un stade de vieillissement (abandon) correspondant à une phase de régression du bassin marqué par un volcanisme basique (Crozon, Buçaco).

*un bassin "interne" où l'ordovicien repose de façon concordante sur le cambrien (Fig.110a et b). Les phénomènes de subsidence les plus marqués de ce bassin se situent en Espagne dans la zone Ouest-asturienne Léonaise. Cette subsidence se manifeste du Cambrien Supérieur à l'Ordovicien supérieur et est traduite par l'existence d'un "sillon" comblé par plus de 10000m de sédiments (Matte, 1968), Lotze (1961) estimant l'épaisseur du seul cambrien à plus de 6000m.

← Fig.110 : Localisation des bassins "interne" et "externe" (d'après Julivert et Martinez, 1983)

a : à partir des zones où le grès armoricain (Arenig) est concordant  ou discordant  sur son substratum

b : à partir de la distribution des faunes du Cambrien

 Ichnofossiles  Trilobites  Brachiopodes

c : à partir de la répartition des faciès de l'ordovicien supérieur

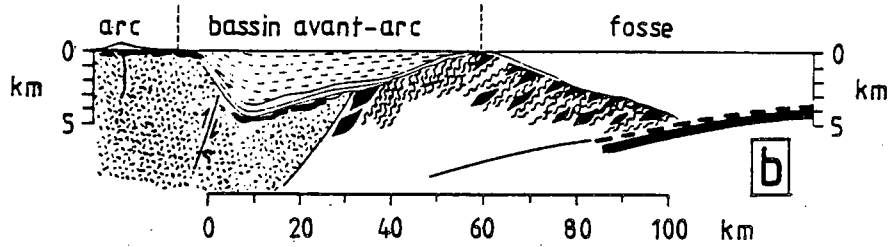


Fig. 111 b : Morphologie d'un bassin avant-arc actuel d'Amérique du Sud (d'après Karig, 1982).

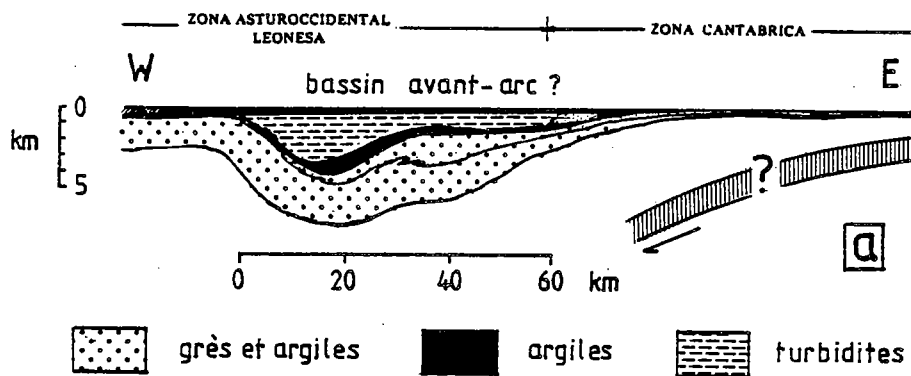


Fig. 111 a : Morphologie et régime de sédimentation du bassin "interne" asturo occidental léonais (avant-arc ?) (modifié d'après Julivert et al., 1972).

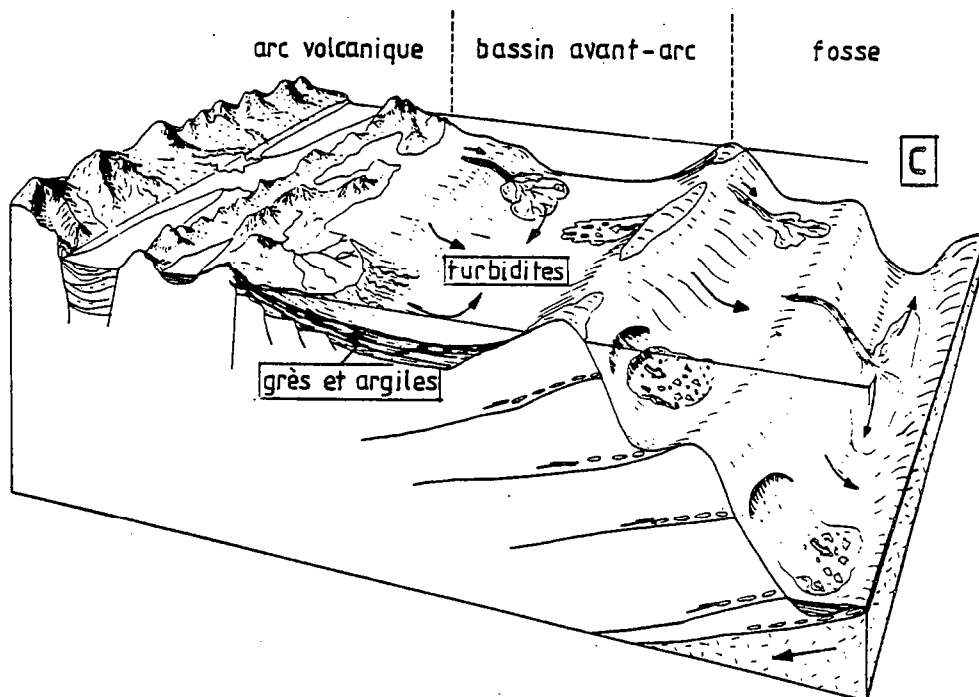


Fig. 111 c : Régime de sédimentation caractérisant le bassin avant-arc de Shimanto (Japon) (d'après Taira et al., 1982).

Selon Julivert (1971) des manifestations volcaniques apparaissent dans ce bassin dès le début de son fonctionnement et persistent pendant l'ordovicien (Cabo de Penas, synclinal de Truchas). L'histoire de ce bassin peut se ramener au dépôt de trois principales formations:

- .du cambrien moyen à l'ordovicien inférieur: dépôt de la série de Cabos comprenant la formation du grès armoricain, l'épaisseur totale de cette série étant de l'ordre de 4000m (Marcos, 1970)

- .à l'ordovicien moyen (Llanvirn-Llandeillo) dépôt de la formation des schistes à Calymènes (Pizzaras de Luarca) en régime euxinique

- .à l'ordovicien supérieur (Caradoc) dépôt de la formation Agueira en régime turbiditique, ce dernier supposant un approfondissement brutal du bassin. (Fig.110 c)

2 - Interprétation géodynamique de ces bassins

a. Le bassin externe

Le fonctionnement de ce bassin est compatible avec une interprétation en terme de bassin arrière-arc (Durand, comm. pers.), le début de son fonctionnement (Arenig) étant par ailleurs au niveau du Massif Armoricaïn pratiquement contemporain de la mise en place des premiers granitoïdes calco-alcalins ordoviciens.

b. Le bassin interne

Certaines caractéristiques de morphologie et de fonctionnement du bassin interne pourraient être rapprochées de celles établies dans des contextes de convergence de plaques au niveau des bassins avant-arcs:

- .ainsi certains traits morphologiques du bassin asturo occidental léonais, notamment la dissymétrie de ses flancs Est et Ouest (Fig.111a) ne sont pas sans rappeler ceux établies par Karig (1982) sur un bassin avant arc (actuel) reconnu en Amérique du Sud (Fig.111b), les dimensions de ces deux bassins (largeur, profondeur) étant de plus tout à fait comparables

- .les bassins avant-arc étant par ailleurs (Taira et al., 1982) caractérisés par une importante sédimentation argilo-gréseuse et un régime occasionnellement turbiditique (Fig.111c), il semble que ces caractéristiques puissent se retrouver dans l'histoire du bassin interne étudié.

3 - Conclusions

L'existence de bassins distensifs cambro-ordoviciens ne permet pas pour autant d'attribuer à cette période un caractère de distension généralisée. Ces bassins pourraient en effet dans un contexte de subsidence avant et arrière arc s'intégrer à un schéma de convergence de plaques (Fig.112).

III. APPROCHE SPATIALE DE LA GEOMETRIE DES SUTURES "INTERNE" ET "EXTERNE"

A. LA SUTURE INTERNE

Compte tenu de l'emplacement de l'arc volcanique et des bassins avant et arrière-arc envisagés précédemment (Fig.112), il semble logique de rechercher la partie "ibérique" de la suture interne à l'Est du bassin Asturo Occidental Léonais.

Le premier accident rencontré, le chevauchement de Narcea, qui sépare la zone cantabrique de la zone Asturo occidentale léonaise (Fig.113), peut difficilement être retenu comme suture interplaque potentielle du fait que l'on rencontre la formation du grès armoricain de part et d'autre de cet accident quoique sous deux faciès légèrement différents: série de Cabos à l'Ouest, série de Barrios à l'Est.

La présence d'une suture située dans la zone cantabrique quoique peu vraisemblable ne peut cependant être complètement exclue dans la mesure où tout le paléozoïque de cette zone (y compris le cambro-ordovicien) a été affecté au Carbonifère par une tectonique de "décollement" qui s'est traduite par la mise en place de nappes charriées d'Ouest en Est (Julivert, 1971), ces dernières pouvant ainsi recouvrir actuellement une éventuelle suture (Fig.113).

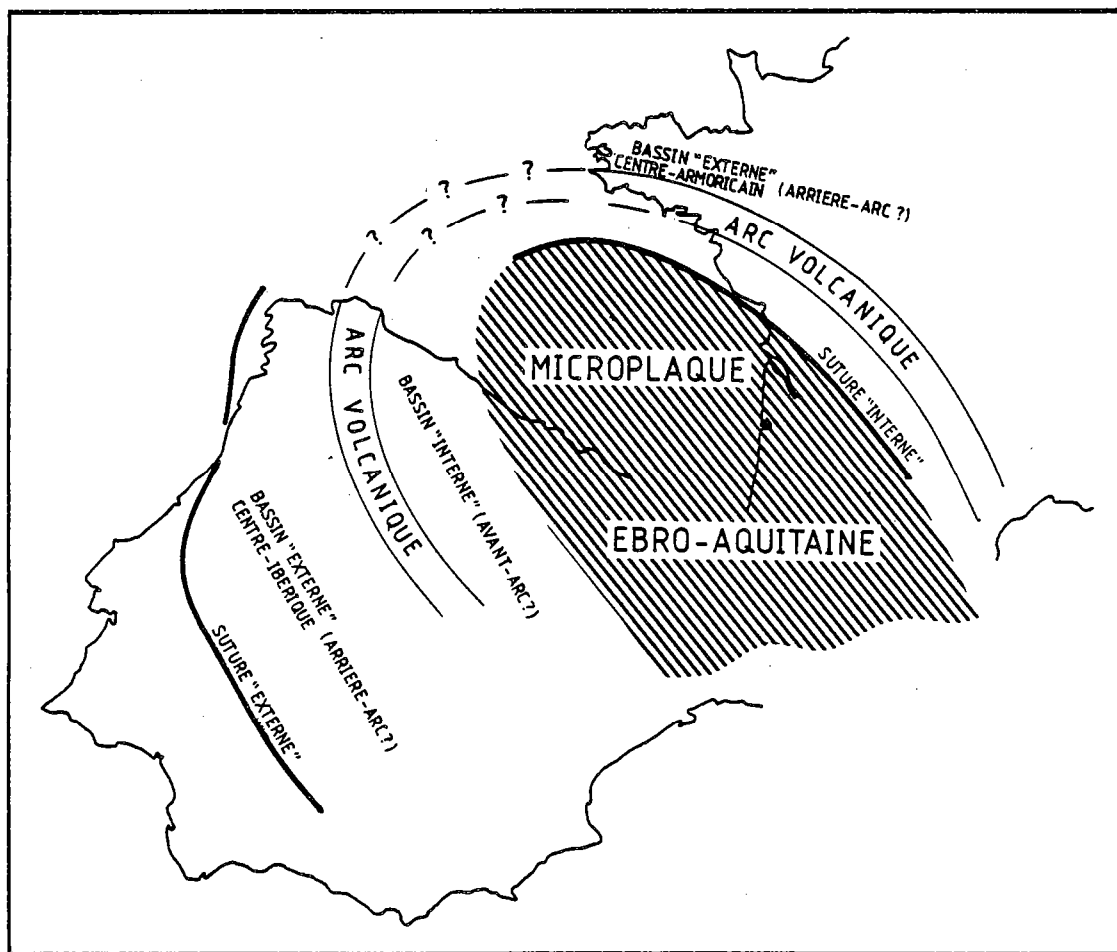


Fig.112 : Interprétation géodynamique des zones de magmatisme et de subsidence cambro-ordoviciennes.

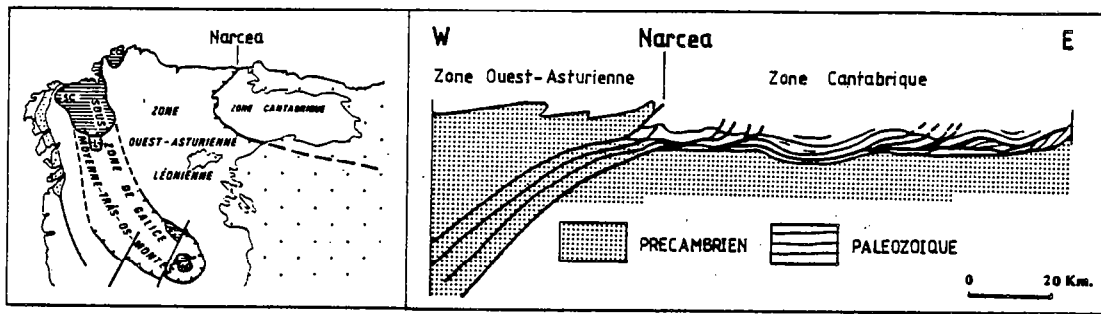


Fig.113 : Localisation du chevauchement de Narcea séparant les zones asturo occidentale léonaise et cantabrique (d'après Julivert, 1971).

Il semble plus probable que la suture interne envisagée se trouve en grande partie cachée sous la **couverture mésozoïque** (Fig.101b). Cependant, au vu du caractère très succinct des cartes magnétiques du Massif Ibérique (aucune couverture aéromagnétique n'a été effectuée), il apparaît que la faible quantité des données géophysiques disponibles ne permet pas de confirmer une éventuelle prolongation en Espagne de la suture interne, cette dernière restant donc à l'état d'hypothèse. La géométrie globale du modèle de convergence de plaques proposé (Fig.112 et 101b) conduit cependant à envisager l'existence d'une microplaque située dans la partie tout à fait interne de l'arc ibéro-armoricain, rejoignant sur le plan strictement géométrique les concepts de "plateforme franco-espagnole" (Pavlovski, 1974), "microplaque nord-espagnole" (Riding, 1974) et "microcontinent ébro-aquitain" (Cogné et Wright, 1980).

Remarque: Si on considère non plus le "fit" anté-ouverture du Golfe de Gascogne de Lefort et Haworth (1979) mais celui proposé par Sibuet (1972), la prolongation de la suture sud-armoricaine envisagée pourrait se situer dans la région des Pyrénées (Fig.114). Dans ce cas le schéma (arc volcanique, bassins avant et arrière-arc) proposé pour l'Espagne n'aurait guère de sens du fait de l'éloignement notable de ces diverses unités de la zone de suture.

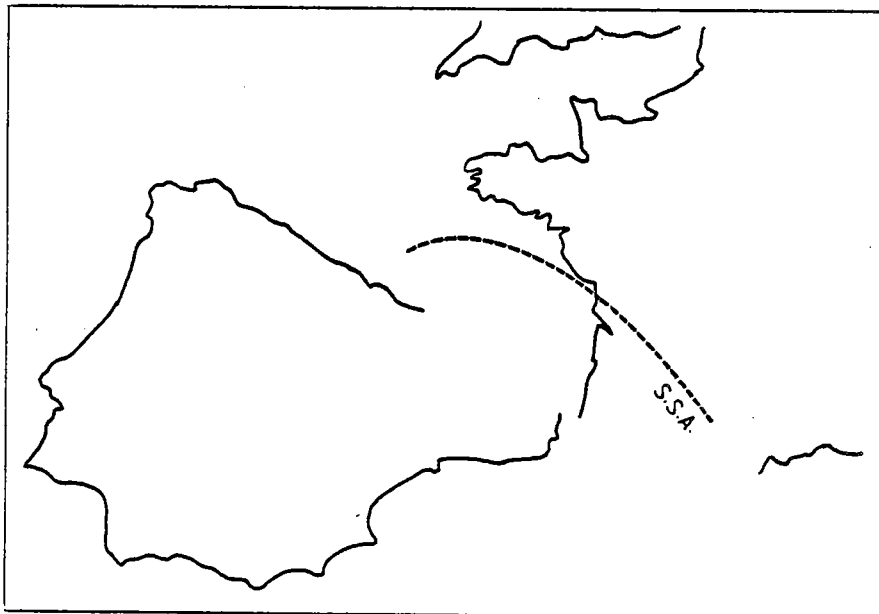


Fig.114 : Report de la suture sud-armoricaine sur le fit antétriasique proposé par Sibuet (1972).

B. LA SUTURE "EXTERNE"

Cette suture a été définie précédemment dans la zone de Badajoz-Cordoue où elle apparaît géométriquement située à l'"extérieur" de l'aire de sédimentation du grès armoricain et des schistes à calymènes (Fig.101b).

*Si l'on tient compte de cette contrainte géométrique, il convient de rechercher la prolongation éventuelle de cette suture au Nord-Ouest du Massif Armoricain. Du point de vue strictement géométrique deux candidats peuvent alors être considérés: l'accident de la Manche et la limite méridionale de la Domnonée (Fig.101b):

- L'accident de la Manche jalonné de nombreux corps basiques (soulignés en magnétisme) a été successivement interprété en terme de suture "calédonienne" (Lefort, 1977) puis de suture "cadomienne" (Auvray et Lefort, 1980).

- La limite méridionale de la Domnonée apparaît comme un bon candidat dans la mesure où elle sépare deux domaines paléogéographiques différents: le domaine centre armoricain et le domaine nord-armoricain. Ce dernier présente par ailleurs selon Cogné (1976) des affinités profondes avec la zone de l'Ossa Morena située immédiatement au Sud de la faille de Badajoz-Cordoue (Fig.101).

*le cisaillement sud-armoricain assimilable en première approche à une suture intraplaque (cf.§VI.B.3) ne respecte pas par sa position relative à l'aire de sédimentation ordovicienne, la "contrainte" géométrique évoquée au début de ce paragraphe (Fig.101b). En outre au vu du caractère peu arqué de son prolongement en mer (Lefort et Ségoufin, 1978b), cet accident peut difficilement apparaître comme le prolongement direct de la suture de Badajoz-Cordoue.

Vis à vis de cette dernière, il semble toutefois que le cisaillement sud-armoricain ait joué un rôle "symétrique" au Dévonien, dans la mesure où ces deux accidents paraissent être les zones de racines de nappes à vergence "centripète" (vers l'intérieur de l'arc) (Brun et Burg, 1982).

En conclusion, il apparaît que la limite méridionale de la Domnonée constitue le candidat le plus intéressant à une prolongation éventuelle vers le Nord de la faille de Badajoz-Cordoue.

IV. APPROCHE GEODYNAMIQUE DE L'EVOLUTION DE L'ARC IBERO-ARMORICAIN PENDANT LE PALEOZOIQUE

Avertissement.- Compte tenu de l'âge cambro-ordovicien envisagé pour la subduction de l'océan sud-armoricain, il a été tenté dans la reconstitution chronologique proposée, d'y intégrer les divers événements "calédoniens" enregistrés au niveau de l'arc ibéro-armoricain pendant cette période.

A. CAMBRIEN SUPERIEUR - ORDOVICIEN INFERIEUR

L'apparition dès le cambrien supérieur d'un régime compressif lié au fonctionnement d'une zone de subduction dans la partie interne de l'Arc ibéro armoricain pourrait expliquer la phase Sarde définie en Espagne par Lotze (1956). Cette phase localisée à la limite cambrien-ordovicien se traduit par des mouvements épiorogéniques qui sont à l'origine de la discordance du grès armoricain sur un substratum précambrien.

***en Espagne** l'importance de la phase Sarde semble croître dans les environs de la faille de Badajoz Cordoue: on y observe en effet des plis Sardes dont la disposition en "échelons" a été interprétée par un décrochement *dextre* le long de cet accident (Lefort et Ribeiro, 1980).

***dans le Massif Armoricain** cette phase Sarde pourrait se traduire par la discordance observée à Crozon entre le grès armoricain et le Briovérien (Iglesias, comm. pers.). Il semblerait par ailleurs qu'on puisse y rattacher les mouvements compressifs importants survenus à cette époque à la limite des domaines Nord-armoricain et Centre-armoricain (Saunier, 1985), le régime de déformation étant caractérisé par un cisaillement *dextre*.

Il apparaît intéressant de noter que ces événements "calédoniens" situés à la limite cambro-ordovicien soient localisés, tant dans le Massif Ibérique que dans le Massif Armoricain, au voisinage de la suture "externe" définie précédemment, celle-ci ne jouant vraisemblablement pendant cette période qu'un rôle de faille intraplaque à décrochement *dextre*. Un modèle de type Andin (convergence entre une plaque océanique et une plaque continentale) pourrait seul expliquer ces "déformations" intracontinentales sans faire intervenir une collision de type continent-continent (Mercier, 1984) (Fig.115).

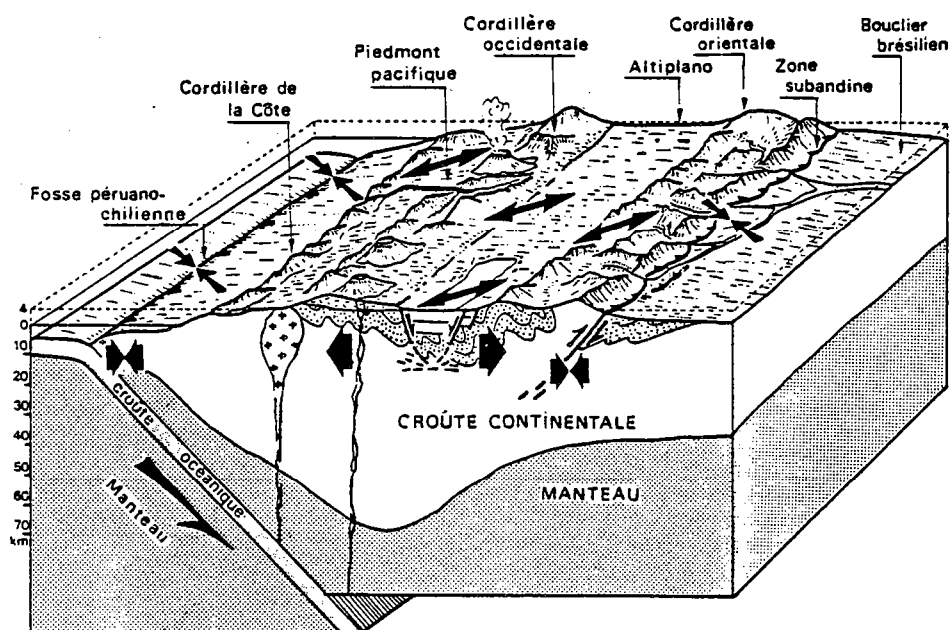


Fig.115 : Zonation morpho-tectonique de la Cordillère Andine. Les flèches indiquent les zones de compression et d'extension (d'après Mercier, 1984).

B. ORDOVICIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

Postérieurement à cette phase compressive précoce un régime de distension arrière-arc se serait mis à fonctionner dès l'Arenig dans les zones centre-ibérique et centre armoricaine (sédimentation du grès armoricain, Noblet, 1984). Ce régime se poursuivrait à l'ordovicien moyen (quoiqu'à un taux de sédimentation plus faible) avec le dépôt de la formation des schistes à Calymènes (Durand et Guillocheau, 1984).

Cette distension "arrière-arc" semblerait plus importante dans le Massif Ibérique où elle se traduit le long du linéament Porto-Badajoz-Cordoue par des intrusions peralcalines qu'on ne connaît ni dans le Massif Armoricain, ni dans le Massif Central.

L'existence en Galice et au Portugal de nappes ophiolitiques contenant des témoins d'une croûte océanique d'âge probablement ordovicien (Peucat, comm. pers.) incite à penser que cette distension arrière-arc a pu conduire à l'ouverture d'une petite aire océanique à l'Ouest du Massif Ibérique. Dans le Massif Armoricain par contre l'absence de témoins d'une croûte océanique d'âge paléozoïque inférieur (seule une croûte océanique d'âge protérozoïque - Baie d'Audierne, Vendée - y a été mise en évidence: Peucat et al., 1982) laisse envisager qu'un phénomène d'océanisation n'a pas affecté le "bassin arrière-arc" centre-armoricain.

C. ORDOVICIEN SUPÉRIEUR

Après la période de relative inactivité tectonique qui caractérise l'ordovicien inférieur et moyen (Hamman et al., 1982) l'Arc Ibéro-Armoricain paraît affecté à l'ordovicien supérieur (et plus particulièrement au Caradoc) par des mouvements épiorogéniques subverticaux (soulèvement ou subsidence selon les zones) accompagnés par une activité volcanique basique (Cabo de Penas, Buçaco, Crozon, St Georges sur Loire).

Curieusement on enregistre à cette même époque une pause importante:

- .dans la production des granitoïdes "pré-hercyniens" au niveau de l'arc volcanique,
- .dans la sédimentation au niveau du bassin arrière-arc

L'ensemble de ces observations pourraient trouver une explication plausible dans un brusque ralentissement de la subduction, engendrant au niveau de la marge continentale active des réajustements isostatiques.

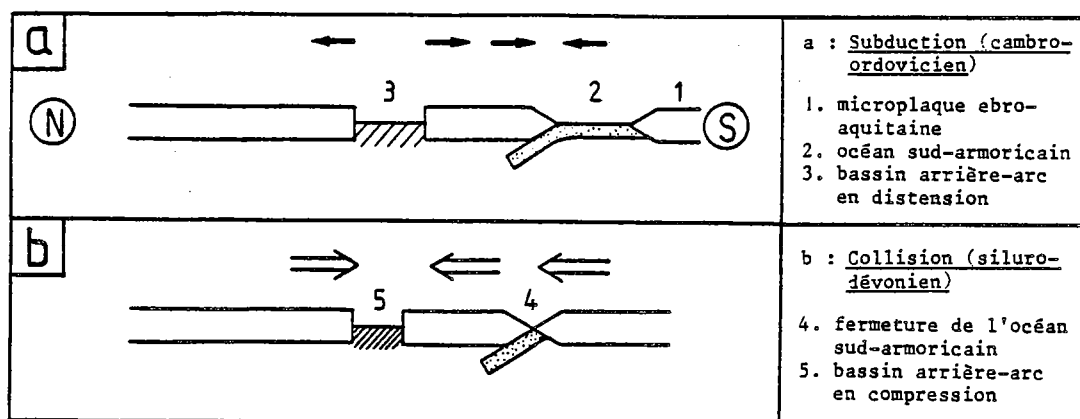


Fig.118 : Chronologie des fermetures envisagées au niveau de l'océan sud-armoricain et du bassin arrière-arc (adapté d'après Hamner, 1977).

D. SILURIEN

Le Silurien apparaît essentiellement marqué par l'apparition d'un métamorphisme de Haute Pression dont on retrouve les traces:

*dans le Massif Central (Fig.117)

.Trondjhemite HP de Marvejols: 415MA (Pin et Lancelot, 1982)

.Eclogite de la Borie: 432MA (Ducrot et al., 1983).

*dans le Massif Armoricain (Fig.117)

.Eclogites de Vendée: 436MA (Peucat et al., 1982)

.Eclogites de Champtoceaux: 413MA (Paquette et al., 1985)

."Schistes bleus" de Groix: 400-420MA (Peucat, 1983).

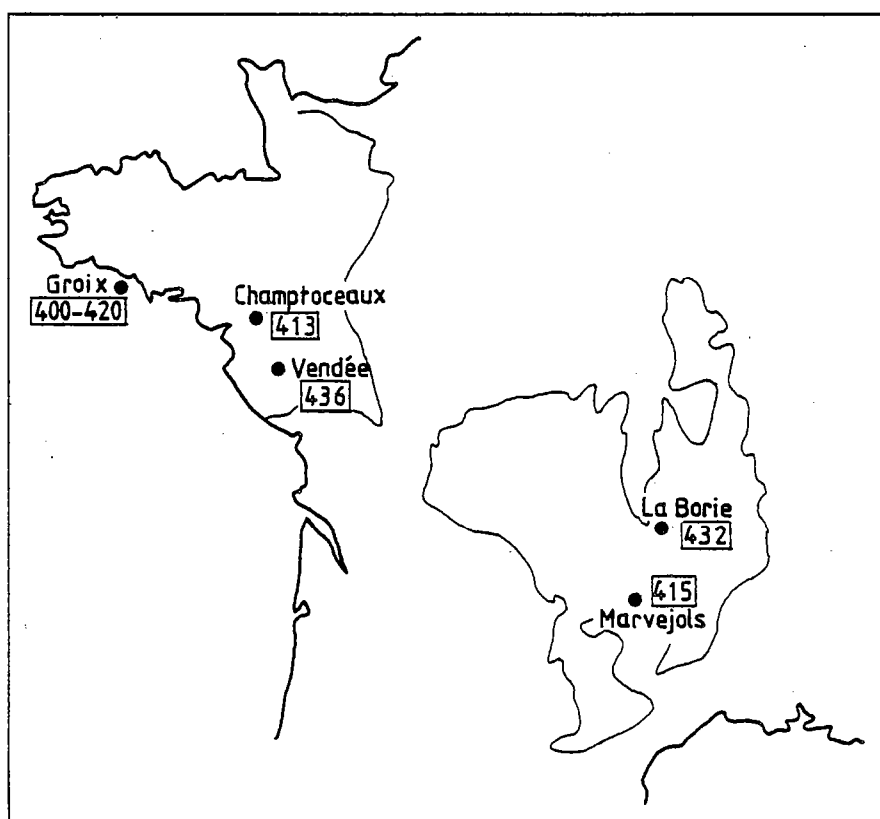


Fig.117 : Répartition au silurien du métamorphisme Haute-Pression.

Le métamorphisme éclogitique a été interprété dans un contexte de **subduction** (Cogné, 1976; Autran et Cogné, 1980) ou de **collision** (Godard, 1981; Peucat et al., 1982).

Le métamorphisme "schiste-bleu" de Groix a été interprété comme résultant d'un processus de **collision** (Quinquis, 1980) ou d'**obduction** syn-subduction (Lefort et al., 1982).

Il apparaît vraisemblable d'après ces diverses interprétations que la fermeture de l'océan sud armoricain ait pu se produire dès le silurien, le processus collisionnel invoqué apparaissant par ailleurs compatible avec la fin de la sédimentation marine observée à cette époque (Godard, 1981) et l'encadrement (post Ludlow - pre Givétien) avancé pour la structuration orogénique ligérienne (Autran, 1978).

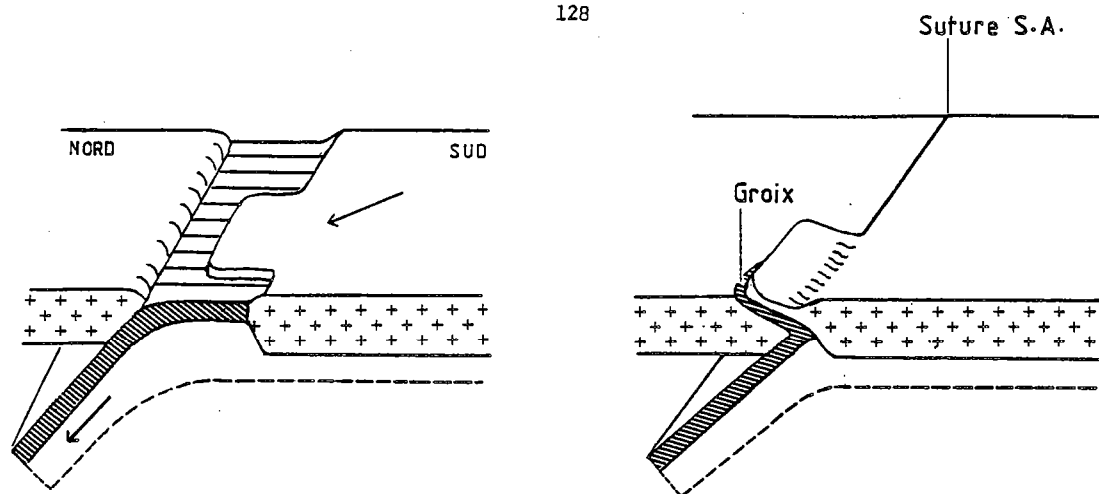


Fig.119 : Mise en place "centrifuge" du matériel Haute Pression de Groix lors de la fermeture de l'océan sud-armoricain (modifié d'après Oxburgh, 1972 et Cannat, 1983).

La fermeture silurienne de l'aire océanique majeure (océan sud-armoricain), intervenant logiquement avant celle du bassin arrière-arc (Fig.118), se traduirait par la mise en place "centrifuge" du Sud vers le Nord du matériel Haute Pression de Groix.

Un phénomène d'obduction antithétique syncollisionnel (Quinquis, 1980) d'un morceau de croûte océanique situé à la base d'un copeau de croûte continentale (modèle d'Oxburgh, 1972 modifié par Cannat, 1983) pourrait expliquer la position plus septentrionale des schistes bleus de Groix par rapport à la trace de la suture sud-armoricaine (Fig.119).

E. DEVONIEN

Le Dévonien est caractérisé:

.par l'apparition dans la zone ligérienne définie par Cogné (1976) d'un métamorphisme de type Barrowien: production des granites d'anatexie du Morbihan (Audren et Le Métour, 1976) de Vendée, du Limousin et du Haut Allier (Autran, 1978),

.par une déformation éo-hercynienne qui se traduit pour Brun et Burg (1982) par la mise en place de nappes à vergence "centripète" (Limousin, Vendée, Champtoceaux, Audierne, Galice, Portugal) et pour Audren (1985) par l'association (observée en Bretagne Méridionale) de mouvements tangentiels Est-Ouest et de mouvements transcurrents senestres.

Quoiqu'il en soit, ces diverses données peuvent s'intégrer dans un régime collisionnel majeur qui serait à l'origine de la fermeture partielle du bassin "arrière-arc" (océanisé dans sa partie ibérique, non océanisé dans sa partie armoricaine).

F. CARBONIFERE

Après la collision siluro-dévonienne qui, limitée au moins à la zone ligérienne sinon à l'arc ibéro-armoricain tout entier, serait due à l'arrivée de la microplaque "ébro-aquitaine" contre la plaque Armorica (Fig.120a), une nouvelle collision d'âge

carbonifère plus générale serait compatible d'après les données paléomagnétiques (Perroud et al., 1984) avec l'arrivée de la plaque Gondwana contre le "supercontinent" formé par la réunion des plaques Armorica, Laurentia et Baltica (Fig.120b). La phase hercynotype définie par Cogné (1976) serait alors explicable par un phénomène de serrage intraplaque qui réactiverait notamment les anciennes zones de sutures (genèse des leucogranites sud-armoricains).

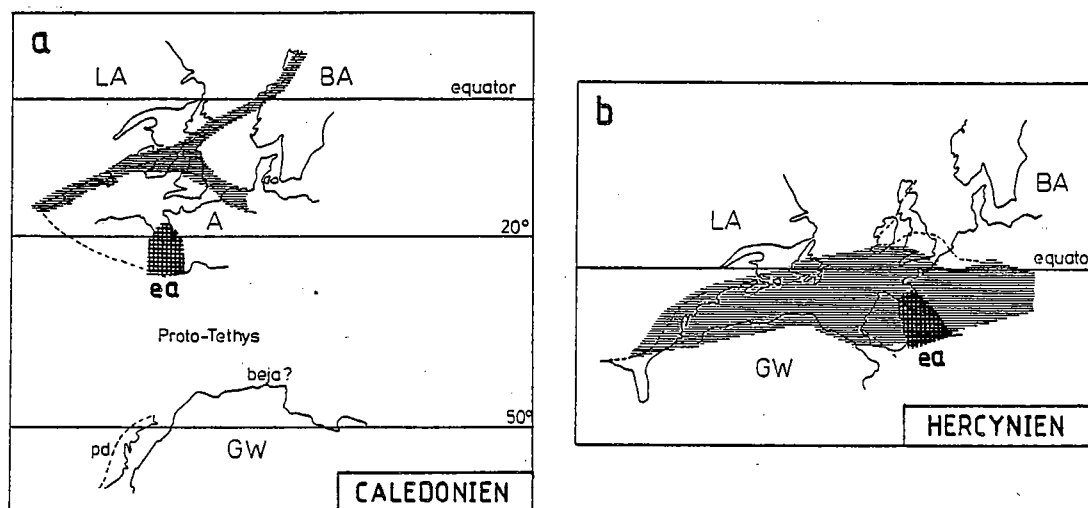


Fig.120 : Positions relatives des principales plaques paléozoïques "péri-atlantiques" au Dévonien inférieur (a) et au Carbonifère (b). GW: Gondwana; A: Armorica; LA: Laurentia; BA: Baltica; ea: microplaque ébro-aquitaine. (modifié d'après Perroud et al., 1984).

▨ zones orogéniques calédonienne (a) et hercynienne (b)

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

A. PARTIE GEOPHYSIQUE

L'étude géophysique du marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine a permis de confirmer l'existence au niveau du plateau continental et du Bassin Aquitain d'un accident crustal majeur dont les diverses signatures géophysiques (magnétisme, gravimétrie, sismicité) sont compatibles avec une interprétation en terme de suture interplaques.

La prolongation vers l'Ouest de cet accident, envisagée par Lefort à travers l'anomalie de Meriadzek, n'a pu cependant être clairement établie: cette dernière anomalie située dans un contexte de croûte continentale amincie pourrait en effet être liée en partie à l'ouverture du Golfe de Gascogne.

Dans cette hypothèse, une alternative raisonnable consisterait à envisager la prolongation de la suture sud-armoricaine à travers la présence d'une "arcature" magnétique située au Sud-Est de la linéation magnétique de la Baie d'Audierne (Fig.121).

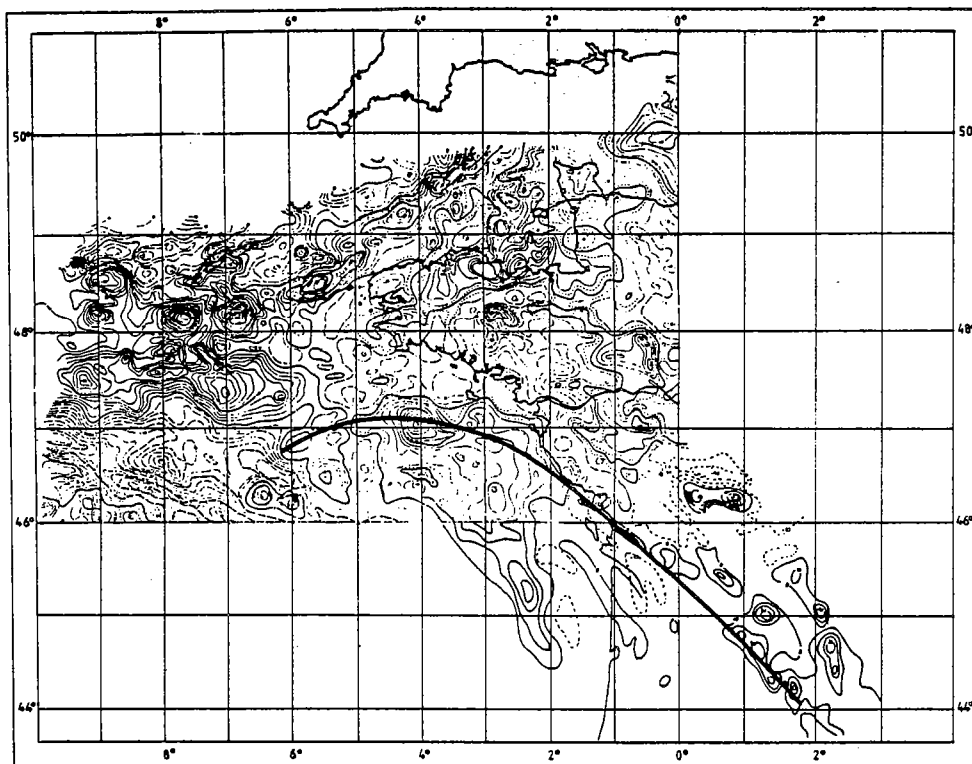


Fig.121 : Tracé envisagé pour la suture sud-armoricaine au terme de l'étude géophysique.

B. PARTIE GEODYNAMIQUE

Considérée dans un cadre ibéro-armoricain, la reconstitution spatiale des principales limites inter ou intraplaques a été principalement effectuée avec le souci de préserver l'"intégrité" de l'aire de sédimentation ordovicienne.

Une telle hypothèse a conduit à envisager l'existence de deux sutures dont la plus interne délimiterait une éventuelle microplaque.

La répartition des zones de magmatisme et de subsidence de la période cambro-ordovicienne ainsi que l'enregistrement à cette même époque de mouvements "calédoniens" possiblement compressifs pourraient s'expliquer en terme d'un processus de **convergence de plaques** d'âge paléozoïque inférieur.

Celui-ci, initié au Cambrien Supérieur, se terminerait par la fermeture au silurien de l'aire océanique majeure (océan sud-armoricain) suivie de la fermeture au dévonien du bassin arrière-arc (partiellement océanisé dans sa partie ibérique).

Le reconstitution géodynamique proposée conduirait donc à considérer l'orogène varisque Ouest-Européen comme résultant de la superposition de deux orogènes **indépendants** (bien que très rapprochés dans le temps) plutôt que d'un enchainement continu dans le temps et l'espace de deux orogènes "emboîtés" (Autran et Cogné, 1980) (Tableau V).

Le premier orogène d'âge "**calédonien**" résulterait d'une subduction cambro-ordovicienne suivie d'une collision siluro-dévonienne entre la plaque Armorica et une microplaque ébro-aquitaine (Fig.120a).

Le second orogène d'âge hercynien, explicable en terme de serrage intraplaque carbonifère, résulterait d'une collision entre le Gondwana et les continents plus nordiques (Armorica, Laurentia et Baltica) (Fig.120b).

Tableau V	Cambrien	Ordovicien	Silurien	Dévonien	Carbonifère
Modèle de AUTRAN et COGNÉ (1980)	(D I S T E N S I O N)		S U B D U C T I O N → C O L L I S I O N (orogène ligérien) (orogène hercynien)		
Modèle envisagé	S U B D U C T I O N → C O L L I S I O N I (orogène "calédonien")				C O L L I S I O N II (orogène hercynien)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANTHONIOZ P.M. et FERRAGNE A., 1978. - Le précambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne? In: *Geologia de la parte Norte del Macizo Iberico*, T. homenaje a I. Parga Pondal, Ed. del Castro, La Corona: 23-42.

ARCHE A., CAMARA P. et DORANTEZ O., 1977. - Consideraciones sobre las series ordovicicas y anteordovicicas de la region de la Sierra del Alto Rey-Sierra de la Bodega (sistema central espanol). *Bol. Geol. Min.*, 88: 501-507.

AUDREN C. et LE METOUR J., 1976. - Mobilisation anatectique et déformation: les migmatites du Golfe du Morbihan (Bretagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XVIII, 4: 1041-1049.

AUDREN Cl., 1985. - Evolution structurale de la Bretagne Méridionale au Dévono-Carbonifère. *Thèse d'Etat*, Rennes.

AUTRAN A. et WEBER C., 1971. - Données sur les anomalies magnétiques du Bassin Aquitain et de sa marge continentale. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Publ. Institut Français du Pétrole, Ed. Technip, Tome 1: IV-10-1 à IV-10-8.

AUTRAN A., GERARD A. et WEBER C., 1976. - La carte gravimétrique de la France, exemples d'utilisation géologique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7) XVIII, 5: 1119-1132.

AUTRAN A., 1978. - Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens en France. In: *Caledonian Appalachian orogen of the North Atlantic region*. P.I.G.C., projet 27, Geol. Surv. Canada, Paper 78-13: 159-175.

AUTRAN A. et COGNE J., 1980. - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In: *26ème Congr. Geol. Int. Paris*, Coll.C6: 90-111.

AUVRAY B., 1979. - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. *Thèse d'Etat*, Rennes: 681p.

AUVRAY B. et LEFORT J.P., 1980. - Evolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain au Protérozoïque Supérieur (résumé). Réunion du Tectonic Studies Group, Geological Society. *Journ. Geol. Soc. London*, 137: 213.

AVEDIK F. et HOWARD H., 1978. - Preliminary results of a seismic refraction study in the Meriadzek-Trevelyan area, Bay of Biscay. Init. Rep. deep sea drill. project, leg 48, XLVIII: 1015-1023.

BACON M., GRAY F., MATTHEWS D.H., 1969. - Crustal structure studies in the bay of Biscay. E.P.S.L., 6: 377-385.

BACON M. et GRAY F., 1970. - A gravity survey in the eastern part of the bay of Biscay. E.P.S.L., 10: 101-105.

BACON M. et GRAY F., 1971. - Evidence for crust in the deep ocean derived from continental crust. *Nature*, 229: 331-332.

BARD J.P., BURG J.P., MATTE P. et RIBEIRO A., 1980. - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. In: 26ème Congr. Geol. Int. Paris, Coll. C6: 233-246.

BEHR H.J. et WEBER K., 1980. - Subduktion oder subfluenz im mittel-europäischen Variszikum? *Berliner Geow. Abh. Reihe A/B* 19 (Internat. A. Wegener-Symposium, Berlin): 22-23.

BERTHOIS L., BRENOT R. et DEBYSER J., 1968. - Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finistère. *Rev. Inst. Petr. Ann. Comb. Liquides*, 23: 1046-1049.

BETZ G., 1965. - Réinterprétation sismique n°181, Golfe de Gascogne. Compagnie d'Etudes Pétrolières. Intern. Rep.

BOILLLOT G. et CAPDEVILA R., 1977. - The Pyrenees: Subduction and Collision? E.P.S.L., 35: 151-160.

BOUYASSE P. et HORN R., 1968. - Etude structurale du Plateau Continental au large des côtes méridionales de la Bretagne. *Colloque C.N.R.S., Villefranche-Monaco*: 21p.

BOYER Cl., 1974. - Volcanismes acides paléozoïques dans le Massif Armoricaïn. *Thèse d'Etat, Orsay*: 384p.

BOYER Cl., 1979. - Bilan et synthèse des paléovolcanismes anté-dévonien en France. *Bull. soc. Geol. France*, (7), XXI, 6: 695-708.

BRIAND B. et PIBOULE M., 1979. - Les metabasites de la série de Marjevols (Massif Central): Témoins d'un magmatisme tholéitique d'arrière arc cambro-ordovicien? *Bull. B.R.G.M. Sect I.*: 131-171.

BRUCKSHAW J.M. et KUNARATNAM K., 1963. - The interpretation of magnetic anomalies due to dykes. *Geophys. Prospect.*, II-5: 509-522.

BRUN J.P. et BURG J.P., 1982. - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. E.P.S.L., 61: 319-332.

- BURRETT C.F., 1972. - Plate tectonics and the hercynian orogeny. *Nature*, 239: 155-157.
- CABANIS B., GUILLOT P.L., SANTALLIER D., JAFFREZIC H., MEYER G. et TREUIL M., 1983. - Apports des éléments traces à l'étude géochimique des metabasites du Bas-Limousin. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XXV, 4: 563-574.
- CANNAT M., 1983. - Cinématique de charriages ophiolitiques (Klamath, Semail, Groix) et convergence océanique. *Thèse 3ème cycle*, Nantes: 145p.
- CHARPAL (de) O., GUENOC P., MONTADERT L. et ROBERTS D.G., 1978. - Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275: 706-711.
- COGNE J., 1960. - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale: le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol. France*: 382p.
- COGNE J., 1965. - Le gneiss oeilé de Languidou (sud-Finistère), un jalon nouveau de la base du Briovérien supérieur dans les schistes cristallins de la Bretagne méridionale. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 261: 3849-3852.
- COGNE J., 1976. - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Colloque Int. CNRS, Géologie de l'Himalaya*, 268: 111-129.
- COGNE J. et WRIGHT A.E., 1980. - L'orogène cadomien: vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens d'Europe moyenne et occidentale et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. *26ème congr. Geol. Int. Paris*, Coll. C6: 29-55.
- COGNE J. et LEFORT J.P., 1985. - The ligurian orogeny: a proto-variscan event, related to the Siluro-Devonian evolution of the Thetys I Ocean. In: *The Caledonide Orogen and related areas*, D.G. Gee and B.A. Sturt Editors, J. Wiley, London.
- COOLEY J.W. et TUKEY J.W., 1965. - An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math. Comput.*, 19: 297-301.
- COURTILLOT V., DUCRUIX J. et LE MOUËL J.L., 1974. - A solution of some inverse problems in geomagnetism and gravimetry. *Journ. of Geophys. Res.*, 79: 4933-4940.
- DAY G.A. et WILLIAMS C.A., 1970. - Gravity compilation in the N.E. Atlantic and interpretation of gravity in the Celtic sea. *E.P.S.L.*, 8: 205-213.
- DELHAYE A., 1976. - Etude de la sismicité récente de la région d'Oléron. *Thèse 3ème cycle*, Paris: 61p.
- DEN TEX E., 1978. - El zocalo policiclico y su importancia en la evolucion de la Cadena Varisca en Galicia Occidental. In: *Geologia de la parte N del Macizo Iberico* (Edicion Homenaje I. Parga-Pondal), Ediciones del Castro, La Coruna: 139-157.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M., 1970. - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geoph. Res.*, 75, 14: 2625-2647.

DEWEY J.F. et BURKE K.C.A., 1973. - Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivations: products of continental collision. *Journ. Geology*, 81 (6): 683-692.

DEWEY J.F., 1977. - Suture zone complexities: a review. *Tectonophysics*, 40: 53-67.

DUCROT J., LANCELOT J.R. et MARCHAND J., 1983. - Datation U/Pb sur zircons de l'éclogite de la Borie (Haut-Allier, France) et conséquences sur l'évolution ante-hercynienne de l'Europe Occidentale. *E.P.S.L.*, 62: 385-394.

DURAND J., GUILLOCHEAU F. et HAMOUMI N., 1984. - L'ordovicien ouest-armoricain: cycle d'évolution complet d'un bassin de plateforme intracratonique. *R.C.P. 705 "Géodynamique du Massif Armoricaïn"*, Le Mans, 1-2 Octobre 1984, p.25.

DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J. et VIALETTE Y., 1984. - Paleozoic granitoids from the french Massif Central: age and origin studied by Rb/Sr system. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 35: 131-144.

FAVRE B., 1962. - Cours de Géophysique: méthodes magnétiques III. Ed. Technip. Paris.

FENWICK D.K.B., KEEN M.J., KEEN C. et LAMBERT A., 1968. - Geophysical studies of the continental margin northeast of Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5: 483-494.

FERRAGNE A., 1972. - Le précambrien et le paléozoïque de la Province d'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne). *Stratigraphie tectonique-métamorphisme. Thèse*, Bordeaux: 249p.

FLOOR P., 1966. - Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss - bearing part of the Hesperian Massif, the Galineiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidsche Geol. Mededeelingen*, 36: 204p.

GALDEANO A., 1980. - La cartographie aéromagnétique du Sud-Ouest de l'Europe et de la région Afar: réalisation, méthodes de traitement, applications géodynamiques. *Thèse d'Etat*, Paris: 296p.

GALIBERT P.Y., 1981. - Contribution à l'étude de l'aimantation de la croûte dans la dépression Afar: effets de l'altération hydrothermale sur l'aimantation des roches. *Thèse 3ème cycle*, Rennes: 74p.

GENTLEMAN W.M. et SANDE G., 1966. - Fast Fourier transform fun and profit. *Prov. AFIPS 1966, Fall Joint Comp. Conf.*, vol.29, Spartan books New York: 563-578.

GERARD A. et GRIVEAU P., 1972. - Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir de cartes transformées de gradient vertical. *Geophys. Prospect.*, XX, 2: 459-481.

GERARD A., 1980. - L'interprétation des champs magnétiques et de pesanteur par méthodes fréquentielles. Cours destiné aux ingénieurs de la C.F.P. et du B.R.G.M. Département géophysique du B.R.G.M.

GODARD G., 1981. - Lambeaux d'une croûte océanique subductée: les éclogites de Vendée (Massif Armoricain, France). *Thèse 3ème cycle*, Nantes: 153p.

GRANT F.S. et MARTIN L., 1966. - Interpretation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves. *Geophysics*, XXXI, 1: 135-148.

GREEN A.G., 1972. - Magnetic profile analysis. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 30: 393-403.

GREEN A.G., 1976. - Interpretation of project MAGNET Aeromagnetic profiles across Africa. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 44: 203-228.

GUENOC P., 1978. - Structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'Atlantique Nord-Est: de la terrasse de Mériadzek à l'éperon de Goban. *Thèse 3ème cycle*, Brest: 95p.

GUDMUNSSON G., 1966. - Interpretation of one-dimensional magnetic anomalies by use of the Fourier Transform. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 12: 87-97.

GUILCHER A. et PINOT J.P., 1972. - Présentation d'une carte morphologique de la plate-forme continentale péri-armoricaine. *C.R. Som. S.G.F.*, 1: 132-133.

GUILLOCHEAU F., 1983. - Les dépôts de tempête. Le modèle de l'ordovicien moyen ouest armoricain. *Thèse 3ème cycle*, Brest: 223p.

GUILLOT P.L., BOYER C. et TEGEY M., 1977. - Grès de Thivier, ardoises d'Allasac et quartzites de Payrac: un complexe volcano-détritique rhyo-dacitique dans la série métamorphique du Bas Limousin. *Bull. B.R.G.M.*, I, 3: 189-208.

GUITARD G. et LAFFITE P., 1956. - Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272: 2749-2752.

HAHN A., 1965. - Two applications of Fourier analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies. *Journ. Geomagn. Geoelectr.*, 17: 195-225.

HAMMAN W., ROBARDET M. et ROMANO M., 1982. - The ordovician system in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *International Union of Geological Sciences*, Publ. n°11: 1-47.

HANMER S.K., 1977a. - Pre-cambrian basement in the Variscan orogen of South-West Finistere, France. *Ph. D. Thesis*.

HANMER S.K., 1977b. - Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature*, 270: 336-338.

HENRY J.L., NION J., PARIS F. et THADEU D., 1975. - Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Sierra de Buçaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, 57: 303-345.

HIRN A., SENOS L., SAPIN M., et MENDES VICTOR L., 1982. - High to low velocity succession in the upper crust related to tectonic emplacement: Tras os Montes-Galicia (Iberia), Brittany and Limousin (France). *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 70: 1-10.

HORN R., MUNCK F. et MURAOUR P., 1974. - Quelques remarques sur la tectonique du socle sous la plateforme continentale atlantique, d'après le magnétisme aéroporté. *Coll. Int. Expl. Ocean*, Bordeaux, 128: 1-6.

HUESTIS S.P. et PARKER R.L., 1977. - Bounding the thickness at the oceanic magnetic layer. *J. Geophys. Res.*, 82: 5293-5303.

JEANNEAU J.Y., 1966. - Etude géologique et métallogénique des roches vertes de la Baie d'Audierne. *Thèse 3ème cycle*, Paris: 87p.

JEGOUZO P., PEUCAT J.J. et AUDREN Cl., 1985. - Une subduction ordovicienne dans la chaîne hercynienne? Un témoin: les orthogneiss de Bretagne méridionale. *Bull. Soc. Geol. France*, (sous presse).

JOHNSON G.A.L., 1973. - Closing of the Carboniferous sea in Western Europe. In: *Implications of continental drift to the Earth Sciences*, Ed. D.H. Tarling and S.K. Runcorn, Academic Press, 2: 843-850.

JULIVERT M., 1971. - L'évolution structurale de l'arc asturien. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Publ. Inst. Fr. du Pétrole, Ed. Technip., tome 1: 1-2-1 à 1-2-25.

JULIVERT M., MARCOS A. et TRUYOLS J., 1972. - L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'ordovicien-silurien. *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 4 (1): 1-7.

JULIVERT M. et MARTINEZ F.J., 1983. - Estructura de conjunto y vision global de la cordillera herciniana. In: *Geologia de Espana*, Tome I, Instituto Geologico y Minero de Espana: 612-630.

KARIG D.E., 1982. - Initiation of subduction zones: implications for arc evolution and ophiolite development. In: *Trench-Forearc geology*, Ed. J.K. LEGGET, Geological Society special publication n°10: 563-576.

KEEN M.J., 1969. - Possible Edge Effect to explain magnetic anomalies off the Eastern Seaboard of the United States *Nature*, 222: 72-74.

KIRO K.M., 1980. - Prospection magnétique du Fossé Rhénan dans la région de Strasbourg (de Sélestat à Hoerd). *Diplôme d'Ingénieur Géophysicien*, Institut de Physique du Globe de Strasbourg: 121p.

KOULOMZINE Th., LAMONTAGNE Y. et NADEAU A., 1970. - New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics*, 35: 812-830.

KUIJPER R.P., 1979. - U-Pb systematics and the Petrogenetic evolution of infracrustal

rocks in the paleozoic basement of western Galicia, NW Spain. *Verh. ZWO Laboratorium voor Isotopen, Geologie*, 5: 1-101.

KUIJPER et al., 1982. - Late archaean-early proterozoic source areas of zircons in rocks from the paleozoic orogen of western Galicia. *Precambrian Res.*, 19(1): 1-29.

Laboratoire de Détection Géophysique, 1977. - Séismes proches localisés par le réseau LDG France, distance épicentrale 1500km. Laboratoire de détection géophysique du CEA Montrouge, *Bulletin de Janvier 1977*.

LALAUT P., SIBUET J.C. et WILLIAMS C.A., 1981. - Carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-Est. Echelle 1/2 400 000, CNEXO.

LALAUT P., 1981. - Contribution à l'étude de la structure profonde du Golfe de Gascogne par méthodes gravimétriques. Thèse 3ème cycle, Paris: 131p.

LAURENT P., 1972. - The hercynides of South Europe: a model. 24th Int. Geol. Congr. (CANADA), Sect.3 : 363-370.

LE BORGNE E. et LE MOUEL J.L., 1970. - Cartographie aéromagnétique du Golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 271: 1167-1170.

LE BORGNE E., LE MOUEL J.L. et LE PICHON X., 1971. - Aeromagnetic survey of south-western Europe. *E.P.S.L.*, 12: 287-299.

LEFORT J.P. et PEUCAT J.J., 1974. - Le socle antémésozoïque submergé à l'Ouest de la baie d'Audierne (Finistère). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 279: 635-637.

LEFORT J.P., 1977. - Possible "Caledonian" Subduction under the Domnanean domain, North Armorican area. *Geology*, 5: 523-526.

LEFORT J.P. et SEGOUFIN J., 1978a. - Etude géologique de quelques structures magnétiques reconnues dans le socle péri-armoricain. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XX, 2: 185-192.

LEFORT J.P. et SEGOUFIN J., 1978b. - Etude comparée des structures profondes et des anomalies magnétiques allongées reconnues en Manche Occidentale et en Baie d'Audierne: existence possible d'une suture cryptique au nord-ouest du massif armoricain (France). *Tectonophysics*, 46: 65-76.

LEFORT J.P., 1979. - Iberian-Armorican Arc and hercynian orogeny in western Europe. *Geology*, 7: 384-388.

LEFORT J.P. et HAWORTH R.T., 1979. - The age and origin of the deepest correlative structures recognized off Canada and Europe. *Tectonophysics*, 59: 139-150.

LEFORT J.P., 1980. - Apport des données géophysiques à la connaissance des structures profondes du Massif Armorican. In: *Géologie des pays européens (France, Belgique, Luxembourg)*. Ed. Dunod: 131-142.

LEFORT J.P. et RIBEIRO A., 1980. - La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque Sud-armoricain ? *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XXII, 3: 455-462.

LEFORT J.P., 1981. - La limite méridionale de la Laurussia entre la Floride et le Bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XXII, 6: 565-570.

LEFORT J.P., AUDREN Cl. et MAX M.D., 1982. - The Southern part of the Armorican orogeny: a result of crustal shortening related to reactivation of a pre-hercynian mafic belt during carboniferous time. *Tectonophysics*, 89: 359-377.

LE MOUEL J.L., 1969. - Sur la distribution des éléments magnétiques en France. *Thèse d'Etat*, Paris: 154p.

LE MOUEL J.L. et LE BORGNE E., 1971. - La cartographie magnétique du Golfe de Gascogne. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Publ. Institut Français du Pétrole, Ed. Technip, tome 1: VI-3-1 à VI-3-11.

LE POCHAT, 1984. - Bassins paléozoïques cachés sous l'Aquitaine. *programme Géologie profonde de la France*, Thème 7, note de synthèse, document du BRGM n°81-7: p.V à XI.

LEPRETRE J.P., 1974. - Traitement et utilisation de données magnétiques, application à la marge continentale nord espagnole située entre 3° et 6° de longitude Ouest. *Thèse 3ème cycle*, Rennes: 115p.

LOTZE F., 1956. - Über sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.

LOTZE F., 1961. - Das kambrium Spaniens. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6: 283-498.

Mac GRATH P.H. et HOOD P.J., 1970. - The dipping dike case: a computer-matching method of magnetic interpretation. *Geophysics*, 35, 5: 831-848.

Mac GRATH P.H. et HOOD P.J., 1973. - An automatic least-squares multimodel method for magnetic interpretation. *Geophysics*, 38,2: 349-358.

MAILLET P., 1977. - Etude géochimique de quelques spilites du Massif Armoricaïn. Implications géotectoniques. *Thèse 3ème cycle*, Rennes: 134p.

MARCOS A., 1970. - Sobre la presencia de un flysh ordovicico superior en el occidente de Asturias. *Breviora Geol. Asturica*, Ano 14, n°2, Oviedo: 13-28.

MARTIN G., MURAOUR P. et RICOLVI M., 1968. - Etude par sismique réfraction du plateau continental au large de Belle-Ile. *Trav. du Lab. de Geophys. Appl. à l'Océanogr.*, Fac. Sc. Montpellier, fasc. 2: 23p.

MARTIN G. et VANNEY J.R., 1971. - Interprétation morphostructurale du plateau de Rochebonne (Golfe de Gascogne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 273: 8-11.

MARTINEZ F.J., 1974. - Estudio del area metamorfica y granitica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora). Tesis, Univ. Salamanca: 286p.

MATTE P., 1968. - La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 44: 1-128.

MATTE P., 1983. - Two geotraverses across the ibero-armoric variscan arc of western Europe. In: Profiles of orogenic belts, Ed. N. Rast et F.M. Delany, Geodynamics Series vol.10, Geological Society of America.

MATTHEWS D.H. et WILLIAMS C.A., 1968. - Linear magnetic anomalies in the Bay of biscay: a qualitative interpretation. E.P.S.L., 4: 315-320.

MERCIER J.L., 1984. - La déformation des continents au voisinage des marges convergentes. Bull. Soc. Geol. France, (7), XXVI, 3: 551-566.

MONTADERT L., DAMOTTE B., DELTEIL J.R., VALERY P. et WINNOCK E., 1971. - Structure géologique de la marge continentale septentrionale du Golfe de Gascogne (Bretagne et entrées de la Manche). In: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Publ. Institut Français du Pétrole, Ed. Technip, Tome 1: III.2.1 à III.2.22.

MONTADERT L., ROBERTS D.G., de CHARPAL O. et GUENNOG P., 1978. - Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. Init. Rep. D.S.D.P., leg 48, XLVIII: 1050-1060.

NABIGHIAN M.N., 1972. - The analytic signal of two-dimensional bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. Geophysics, 37, 3: 507-517.

NABIGHIAN M.N., 1974. - Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics, 39, 1: 85-92.

NAUDY H., 1971. - Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. Geophysics, XXXVI: 717-722.

NAVIDAD M., 1978. - Las series glandolares "Ollo de Sapo" en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. Estudios Geol., 34: 511-528.

NEGI J.G., AGRAWAL P.K. et RAO K.N.N., 1983. - Three-dimensional model of the Koyna area of Maharashtra State (India). Geophysics, 48, 7: 964-974.

NICOLAS A., 1972. - Was the hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? Nature, Phys. Sc., 236: 221-223.

NOBLET C., 1984. - La sédimentation arénacée de l'ordovicien inférieur au Nord du Gondwana: la formation du grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3ème cycle, Rennes: 138p.

OXBURGH E.R., 1972. - Flake tectonics and continental collision. Nature, 239: 202-204.

PAQUETTE J.L., PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J. et MARCHAND J., 1985. - Evidence for old precambrian relics shown by U-Pb zircon dating of eclogites and associated rocks in the hercynian belt of South Brittany, France. In: Isotope chemistry and geochronology of eclogites, D.C. Smith and Ph. Vidal Editors. *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 52 (sous presse).

PARGA-PONDAL I., MATTE P. et CAPDEVILA R., 1964. - Introduction à la géologie de l'Olla de Sapo, formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Espana*, 76: 119-154.

PARIS F. et ROBARDET M., 1977. - Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque ante-carbonifère. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XIX, 5: 1121-1126.

PARKER GAY S., 1963. - Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Geophysics*, XXVIII, 2: 161-200.

PASTOURET L. et MAURY R.C., 1982. - Présence de pillow-lavas tholéitiques dans le canyon Shamrock (marge continentale armoricaine), leur place dans l'histoire du Golfe de Gascogne. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294: 669-674.

PAVLOVSKY E.V., 1974. - L'âge et la tectonique du socle précambrien des hercynides de l'Europe occidentale. In: *La chaîne hercynienne d'Europe moyenne et occidentale*. Coll. Int. CNRS, 243: 113-120.

PERROUD H., 1980. - Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. *Thèse 3ème cycle*, Rennes: 91p.

PERROUD H., VAN DER VOO R. et BONHOMMET N., 1984. - Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12: 579-582.

PETERS J.L., 1949. - The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, XIX, 3: 290-320.

PEUCAT J.J., 1973. - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Massif Armoricain, France), étude pétrographique et structurale. *Thèse 3ème cycle*, Rennes: 114p.

PEUCAT J.J., 1974. - Confirmation de l'origine ophiolitique des metabasites mésozonales et catazonales de la Baie d'Audierne. *2ème R.A.S.T.*, Nancy.

PEUCAT J.J. et COGNE J., 1974. - Les schistes cristallins de la Baie d'Audierne (Sud-Finistère): un jalon intermédiaire dans le socle antécambrien entre la Meseta ibérique et les régions sud-armoricaines. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 278: 1809-1812.

PEUCAT J.J., VIDAL P., GODARD G. et POSTAIRE B., 1982. - Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from south Brittany (France): an old oceanic crust in the West European Hercynian belt ? *E.P.S.L.*, 60: 70-78.

PEUCAT J.J., 1983. - Géochronologie des roches métamorphiques (Rb/Sr et U/Pb), exemples choisis au Groënland, en Laponie, dans le Massif Armoricain et en Grande Kaylie. *Mem. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 28: 158p.

PIBOULE M.M., 1977. - Utilisation de l'analyse factorielle discriminante pour les magmas parents des amphibolites. Application au Rouergue et au Limousin. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XIX, 5: 1133-1144.

PIEUCHOT M., 1978. - Les appareillages numériques d'acquisition des données sismiques. *Publ. Institut Français du Pétrole, Ed. Technip., Paris*: 19-33.

PIN C. et LANCELOT J., 1982. - U-Pb dating of an early paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 1-12.

PITCHER W.S., 1979. - Comments on the geological environments of granites. In: *Origin of granite batholiths, geochemical evidence*. Ed. Atherton et Tarney Shiva Publishing limited.

QUINQUIS H., 1980. - Schistes bleus et déformation progressive, l'exemple de l'île de Groix (Massif armoricain). *Thèse 3ème cycle, Rennes*, 145p.

RIDING R., 1974. - Model of the Hercynian foldbelt. *E.P.S.L.*, 24: 125-135.

RIEMER W., 1966. - Datos para el conocimiento de la estratigrafia de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Espana*, 81: 7-20.

ROUSSEAU A., 1980. - Apport de la gravimétrie à la connaissance de la lithosphère du bassin d'Aquitaine. *Thèse d'Etat, Bordeaux*: 98p.

SAUNIER J.F., 1985. - Un domaine cristallophyllien dans le Briovérien (Protérozoïque supérieur) de Bretagne centrale: le dôme de Plouguenast (Côte-du-Nord). *Thèse 3ème cycle, Rennes*.

SEGOUFIN J., 1975. - Structure du plateau continental armoricain. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 279: 109-121.

SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1971. - Structure gravimétrique du Golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, *Publ. Institut Français du Pétrole, Ed. Technip., Tome 2: VI-9-1 à VI-9-17*.

SIBUET J.C., 1972a. - Histoire structurale du Golfe de Gascogne. *Thèse de Docteur-Ingénieur, Strasbourg*: 175p.

SIBUET J.C., 1972b. - Contribution de la gravimétrie à l'étude de la Bretagne et du plateau continental adjacent. *C.R. Somm. S.G.F.*, 1: 124-129.

SPECTOR A. et GRANT F.S., 1970. - Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35, 2: 293-302.

TAIRA A., OKADA H., WHITAKER J.H. et SMITH A.J., 1982. - The Shimanto belt of Japan: Cretaceous - lower Miocene active-margin sedimentation. In: *Trench Forearc Geology*, Ed. J.K. Legget, Geological Society special publication n°10: 5-26.

TALWANI M. et HEIRTZLER J.R., 1964. - Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of any shape. In: Computers in the mineral industry, Ed. G.A. Parks, Stanford University.

VACQUIER V., 1972. - Geomagnetism in marine geology. Ed. Elsevier, New-York: 163-168.

VAILLANT F.X., 1972. - Contribution à l'étude géologique de la plate-forme continentale Sud-Armoricaine et de la zone Ouest du Golfe de Gascogne par les méthodes sismique et magnétique. Thèse 3ème cycle, Bordeaux: 75p.

VAN CALSTEREN et al., 1979. - Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of NW Spain: manifestations of a presumed early paleozoic mantle plume. *Chem. Geol.*, 24: 35-36.

VEINANTE-DELHAYE A. et SANTOIRE J.P., 1980. - Sismicité récente de l'Arc sud-armoricain et du nord-ouest du Massif Central, mécanismes au foyer et néotectonique. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XXII, 1: 93-102.

VIDAL Ph., 1980. - Evolution polyorogénique du Massif Armoricain: apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Strontium. *Mem. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, 21: 162p.

VIGNERESSE J.L., 1977. - Linear inverse problem in gravity profile interpretation. *J. of Geophys.*, 43: 193-213.

VIGNERESSE J.L., 1978. - Gravimétrie et granites armoricains, structure et mise en place des granites hercyniens. Thèse de Docteur-Ingénieur, Rennes: 91p.

WEBER C., 1973. - Le socle antétriasique sous la partie Sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. B.R.G.M.* (2), II, 3-4: 219-343.

WILLIAMS C.A., 1975. - Sea-floor spreading in the bay of Biscay and its relationship to the north Atlantic. *E.P.S.L.*, 24: 440-456.

WINNOCK E., 1968. - Cartes d'isobathes du toit du paléozoïque ou du socle. *BRGM, ELF-RE, ESSO-REP, SNPA, Géologie du Bassin d'Aquitaine*, planche 3.

ZWART H.J., 1967. - The duality of orogenic belts. *Geol. en Mijnbouw*, 46: 283-309.

ZWART H.J. et DORNSIEPEN U.F., 1978. - The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnbouw*, 57: 627-654.

ANNEXES

ANNEXE I

CALCUL ET EFFET DES TERMES LARGEUR [S] ET EPAISSEUR [C]
SUR LE GRADIENT DES SPECTRES D'ENERGIE DE PROFILS MAGNETIQUES
(D'APRES GREEN, 1972)

Rappel: les 3 derniers facteurs "géométriques" [S] [C] et [P] du terme général énergie E dépendent de la fréquence f: $E(f) = 4\pi^2 K^2 R_T R_K [S] [C] [P]$.

A. CALCUL ET EFFET DU TERME LARGEUR [S]

$$[S] = \frac{1}{2\bar{a}} \int_0^{2\bar{a}} \left(\frac{\sin(2\pi f a)}{2\pi f a} \right)^2 da \quad (1) \quad \text{avec } 2\bar{a} = \text{largeur moyenne des corps}$$

En changeant de variable ($z = 4\pi f a$) et en intégrant par parties, on obtient l'expression suivante :

$$[S] = - \left(\frac{\sin 4\pi f \bar{a}}{4\pi f \bar{a}} \right)^2 + \frac{1}{4\pi f \bar{a}} \int_0^{8\pi f \bar{a}} \frac{\sin Z}{Z} dZ \quad (2)$$

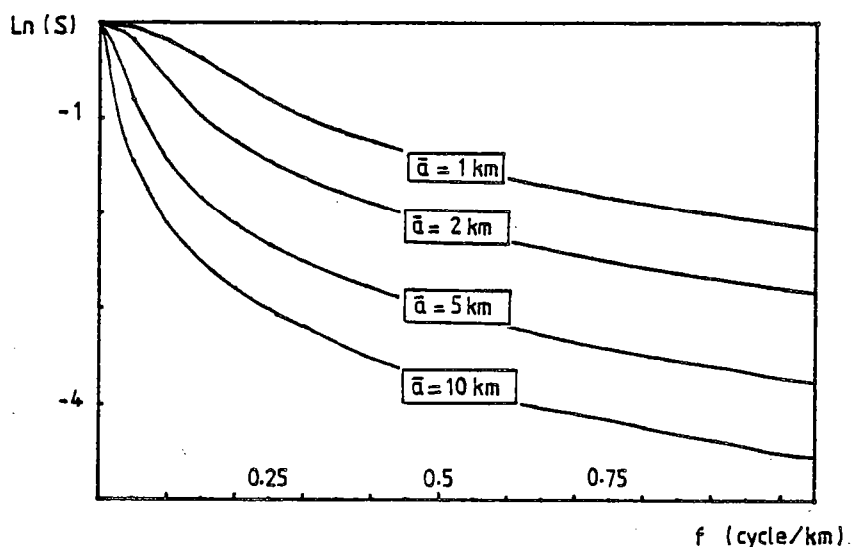


Fig.a : Variation du terme largeur [S] en fonction de la fréquence pour 4 valeurs du paramètre de "demi-largeur" \bar{a} .

N.B: Green ayant évalué les différents termes du spectre d'énergie en fonction de la fréquence angulaire ν (exprimée en radian/km) nous avons préféré évaluer ces différents termes en fonction de la fréquence f exprimée en cycle/km ($\nu = 2\pi f$).

Le deuxième terme de l'expression (2) peut être évalué par intégration numérique du sinus cardinal (au moyen de la formule de quadrature de Gauss-Legendre par exemple).

Les variations du terme largeur $[S]$ en fonction de la fréquence f apparaissent alors caractérisées (Fig.a) par une décroissance d'autant plus rapide que la largeur moyenne des corps $2\bar{a}$ est importante. Dans ce dernier cas les estimations de profondeur (méthode de Spector/Grant) réalisées à partir des variations du terme général $E(f)$, dépendant du terme largeur $[S]$, seront surévaluées si une "correction de largeur" n'est pas effectuée (Green, 1972). Cette dernière opération consiste à partir d'une estimation de la largeur moyenne des sources (utilisation à cet effet d'une dérivée seconde recommandée par Green) à calculer la valeur du terme $\ln[S]$ pour chaque fréquence du spectre puis l'ayant retranchée du terme général énergie $\ln E(f)$ à évaluer les profondeurs sur les nouvelles pentes observées.

B. CALCUL ET EFFET DU TERME EPAISSEUR (C)

$$[C] = \frac{1}{2\bar{t}} \int_0^{2\bar{t}} (1 - e^{-2\pi f t}) dt \quad \text{avec } \bar{t} = \text{épaisseur moyenne des corps}$$

On obtient après intégration et factorisation l'expression suivante

$$[C] = 1 - \frac{(3 - e^{-4\pi f \bar{t}})(1 - e^{-4\pi f \bar{t}})}{8\pi f \bar{t}}$$

Les variations de $\ln[C]$ en fonction de la fréquence ont été représentées sur la Fig.b pour huit valeurs du paramètre \bar{t} .

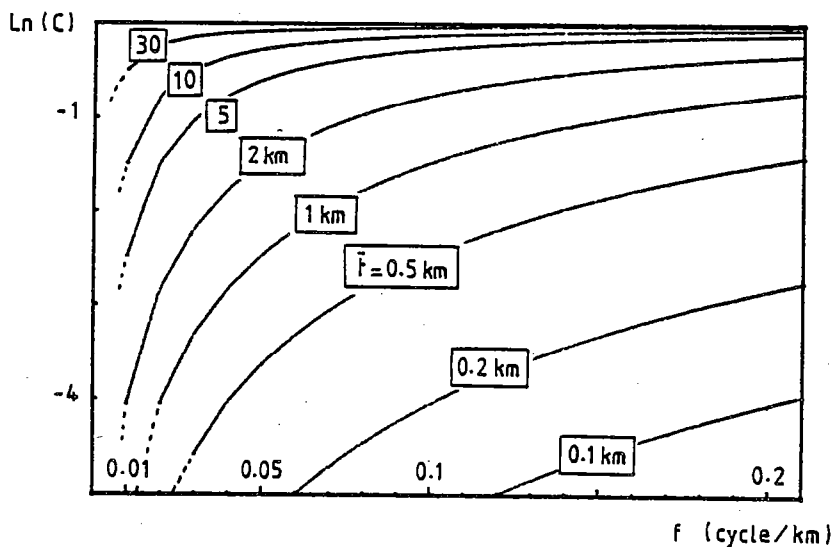


Fig.b : Variations du terme épaisseur $[C]$ en fonction de la fréquence f pour huit valeurs du paramètre "épaisseur moyenne" \bar{t} .

Le terme $[C]$ combiné avec le terme profondeur $\{P\}$ a pour effet d'introduire un "pic" dans le spectre d'énergie dans le cas où les corps perturbateurs sont limités vers le bas.

La figure c schématise cet effet de "pic" qui se déplace vers les hautes fréquences pour des valeurs décroissantes de \bar{t} .

En pratique un tel effet de pic est seulement observable:
 .après application préalable d'une correction de largeur
 .pour une longueur de profil relativement importante.

Si ces deux conditions sont réalisées, une estimation de \bar{t} peut en théorie être réalisée à partir de la position ducpic.

Cette dernière est en effet définie par la relation $\frac{\partial}{\partial f} (\ln\{P\} + \ln\{C\}) = 0$

En remplaçant (P) et (C) par leurs expressions en fonction de f on obtient ainsi l'équation suivante:

$$-2\bar{h} - \frac{1}{2\pi f} + \frac{4\bar{t}(1-e^{-4\pi f\bar{t}})^2}{8\pi f\bar{t} - (3-e^{-4\pi f\bar{t}})(1-e^{-4\pi f\bar{t}})} = 0$$

En remplaçant dans cette équation h par la valeur obtenue d'après la pente du spectre d'énergie (préalablement corrigé du terme largeur) et f par la fréquence f_0 pour laquelle on observe un pic (Fig.c) il est en théorie possible d'obtenir par résolution de cette équation (méthodes itératives) une estimation du paramètre \bar{t} .

Cependant de petites erreurs dans l'estimation de h (ex.: correction de largeur) entraînent une estimation tout à fait incorrecte de \bar{t} (Green, 1972), aussi en pratique utilise-t-on rarement cet algorithme de calcul de \bar{t} .

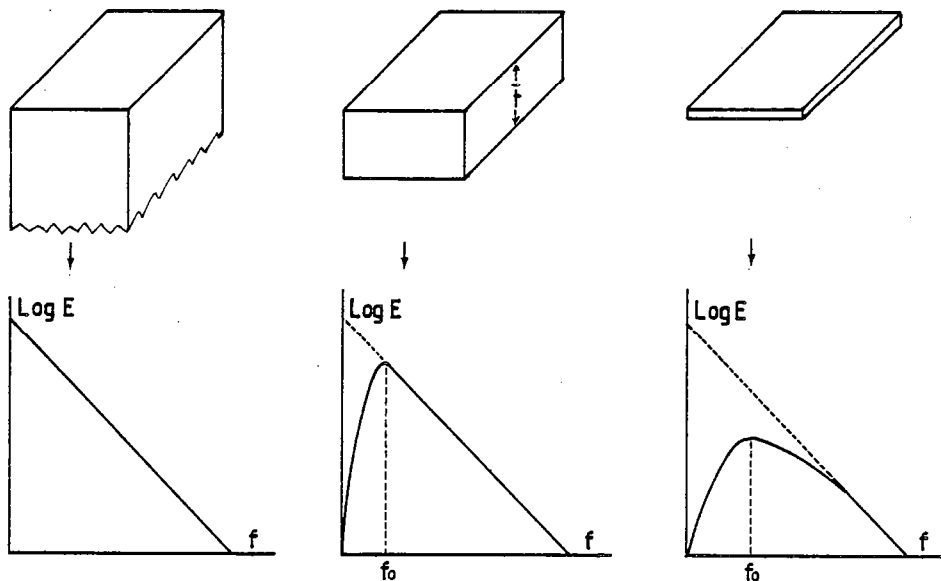


Fig.c : Représentation de l'effet de pic pour différentes structures limitées ou non vers le bas.

ANNEXE II : PROGRAMMES INFORMATIQUES (HP 9845 B)

```

10 ! *****
20 ! + PROGRAMME TALWANI MAG 2D *
30 ! *****
40 !
50 !
60 Degrees: DEG
70 LET A=0
80 A=A+1
90 PRINT PAGE
100 INPUT "INCLINAISON MAGNETIQUE ",Im
110 INPUT "DECLINAISON MAGNETIQUE ",Dm
120 INPUT "INTENSITE DU CHAMP ",Ic
130 INPUT "DECLINAISON DU PROFIL ",Dp
140 INPUT "ABSCISSE DU 1er POINT DE CALCUL ",Ac
150 INPUT "NOMBRE DE POINTS DE CALCUL ",Nc
160 INPUT "ALTITUDE PAR RAPPORT AU SOL ",As
170 INPUT "PROFONDEUR MAXIMALE ",Pm
180 INPUT "NOMBRE DE CORPS MAGNETIQUES ",Nm
190 INPUT "DISTANCE ENTRE DEUX POINTS DE CALCUL ",Dc
200 GOSUB 1540
210 INPUT "VOULEZ VOUS VALIDER LES DONNEES (O/N)?",Choix$
220 IF Choix$="O" THEN GOSUB 390
230 IF Choix$="N" THEN INPUT "NUMERO DE LIGNE A MODIFIER ",N1
240 ON N1 GOTO 250,260,270,280,290,300,310,320,330,340
250 IF N1=1 THEN INPUT "INCLINAISON MAGNETIQUE",Im
260 IF N1=2 THEN INPUT "DECLINAISON MAGNETIQUE ",Dm
270 IF N1=3 THEN INPUT "INTENSITE DU CHAMP ",Ic
280 IF N1=4 THEN INPUT "DECLINAISON DU PROFIL ",Dp
290 IF N1=5 THEN INPUT "ABSCISSE DU 1er POINT DE CALCUL ",Ac
300 IF N1=6 THEN INPUT "NOMBRE DE POINTS DE CALCUL ",Nc
310 IF N1=7 THEN INPUT "ALTITUDE PAR RAPPORT AU SOL ",As
320 IF N1=8 THEN INPUT "PROFONDEUR MAXIMALE",Pm
330 IF N1=9 THEN INPUT "NOMBRE DE CORPS MAGNETIQUES ",Nm
340 IF N1=10 THEN INPUT "DISTANCE ENTRE DEUX POINTS DE CALCUL ",Dc
350 GOSUB 1540
360 INPUT "VOULEZ-VOUS EFFECTUER UNE AUTRE MODIFICATION (O/N)?",Md$
370 IF Md$="O" THEN GOTO 230
380 IF Md$="N" THEN GOTO 390
390 OPTION BASE 1
400 DIM Struc(10,10,2)
410 DIM Numstr(10)
420 DIM Smgstr(10)
430 DIM Anom(10,100)
440 DIM Npstr(10)
450 I=1
460 LET St=0
470 St=St+1
480 PRINT PAGE
490 PRINT " ";TAB(34),"STRUCTURE NUMERO ";St
500 INPUT "NOMBRE DE POINTS DE LA STRUCTURE",Np
510 PRINT " ";TAB(34),"NOMBRE DE POINTS ";Np
520 INPUT "DESIREZ VOUS CHANGER LE NOMBRE DE POINTS (O/N)?",Pts$
530 IF Pts$="O" THEN GOTO 500
540 IF Pts$="N" THEN GOTO 550
550 INPUT "SUSCEPTIBILITE DE LA STRUCTURE",Mg
560 PRINT " ";TAB(34),"SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ";Mg
570 INPUT "DESIREZ-VOUS CHANGER LA VALEUR DE LA SUSCEPTIBILITE (O/N)?",Val$
580 IF Val$="N" THEN GOTO 500
590 IF Val$="O" THEN GOTO 550
600 I=St
610 Numstr(I)=St
620 Smgstr(I)=Mg
630 Npstr(I)=Np
640 FOR J=1 TO Np
650 PRINT "POINT";J
660 K=1
670 INPUT "ABSCISSE DU POINT",X
680 Struc(I,J,K)=X
690 K=K+1
700 INPUT "ORDONNEE DU POINT",Y
710 Struc(I,J,K)=Y
720 NEXT J

```

```

730 GOSUB 1730
740 GOSUB 1890
750 I=I+1
760 IF I>Nm THEN GOTO 780
770 IF I<=Nm THEN GOTO 470
780 INPUT "DESIREZ-VOUS VISUALISER UNE STRUCTURE (O/N)?",Vis$
790 IF Vis$="O" THEN GOTO 810
800 IF Vis$="N" THEN GOTO 880
810 INPUT "INDIQUEZ LE NUMERO DE LA STRUCTURE ",I
820 GOSUB 1730
830 GOSUB 1890
840 INPUT "DESIREZ VOUS VISUALISER UNE AUTRE STRUCTURE (O/N)",Rvis$
850 IF Rvis$="N" THEN GOTO 890
860 IF Rvis$="O" THEN GOTO 810
870 REM CALCUL DE L'ANOMALIE
880 A=COS(Im)
890 S=SIN(Im)
900 C=ABS(Dm-Dp)
910 D=COS(C)
920 I=0
930 J=0
940 FOR I=1 TO Nm
950 Mg=Sngstr(I)
960 Np=Npstr(I)
970 Mg=Mg*Ic*2
980 Reg1=0
990 LET R=0
1000 L=Np+1
1010 Struc(I,L,1)=Struc(I,1,1)
1020 Struc(I,L,2)=Struc(I,1,2)
1030 FOR Reg1=1 TO Nc
1040 P=Reg1
1050 J=J+1
1060 LET Reg2=0
1070 LET Reg3=0
1080 Reg4=Ac+Dc*(Reg1-1)
1090 Reg5=Struc(I,1,1)-Reg4
1100 Reg6=Struc(I,1,2)-As
1110 Reg7=Reg5*Reg5+Reg6*Reg6
1120 Reg8=ATN(Reg5/Reg6)
1130 J=J+1
1140 Reg10=Struc(I,J,1)-Reg4
1150 Reg11=Struc(I,J,2)-As
1160 Reg12=Reg10*Reg10+Reg11*Reg11
1170 Reg13=ATN(Reg10/Reg11)
1180 Reg14=Reg13-Reg8
1190 Reg14=Reg14*PI/180
1200 Reg15=Reg5-Reg10
1210 Reg16=Reg11-Reg6
1220 Reg17=Reg15^2
1230 Reg18=Reg16^2
1240 Reg19=Reg16*Reg15
1250 Reg20=.5*LOG(Reg12/Reg7)
1260 Reg21=Reg17+Reg18
1270 Reg22=Reg18*Reg14/Reg21+Reg19*Reg20/Reg21
1280 Reg23=Reg19*Reg14/Reg21-Reg18*Reg20/Reg21
1290 Reg2=Reg2+Reg22
1300 Reg3=Reg3+Reg23
1310 LET Reg5=Reg10
1320 LET Reg6=Reg11
1330 LET Reg7=Reg12
1340 LET Reg8=Reg13
1350 LET Reg24=J
1360 J=J+1
1370 IF Reg24-Np-1<=0 THEN 1140
1380 Reg25=A*D*Reg2+B*Reg3
1390 Reg25=Reg25*Mg
1400 Reg26=A*D*Reg3-B*Reg2
1410 Reg26=Reg26*Mg
1420 Reg27=A*D*Reg25+B*Reg26
1430 Anom(I,P)=Reg27
1440 J=0
1450 NEXT Reg1
1460 J=0
1470 NEXT I
1480 GOSUB 2090

```

```

1490 GOSUB Dessin
1500 INPUT "VOULEZ VOUS FAIRE UNE AUTRE EXECUTION(O/N)?",Exe$
1510 IF Exe$="O" THEN GOTO 780
1520 IF Exe$="N" THEN GOTO 1530
1530 END
1540 PRINT PAGE
1550 PRINT " ";TAB(34),"T A L W A N I"
1560 PRINT USING "#,K";CHR$(27)&"&a3r31C"
1570 PRINT "ANOMALIE NUMERO"
1580 PRINT USING "#,K";CHR$(27)&"&a3r47C"
1590 PRINT A
1600 PRINT LIN(1)
1610 PRINT SPA(17)," 1°- INCLINAISON MAGNETIQUE----- ";Im
1620 PRINT SPA(17)," 2°- DECLINAISON MAGNETIQUE----- ";Dm
1630 PRINT SPA(17)," 3°- INTENSITE DU CHAMP ( nT )----- ";Ic
1640 PRINT SPA(17)," 4°- DECLINAISON DU PROFIL----- ";Dp
1650 PRINT SPA(17)," 5°- ABSCISSE DU 1er POINT DE CALCUL----- ";Ac
1660 PRINT SPA(17)," 6°- NOMBRE DE POINTS DE CALCUL----- ";Nc
1670 PRINT SPA(17)," 7°- ALTITUDE PAR RAPPORT AU SOL (<=0)---- ";As
1680 PRINT SPA(17)," 8°- PROFONDEUR MAXIMALE (>0)----- ";Pm
1690 PRINT SPA(17)," 9°- NOMBRE DE CORPS MAGNETIQUES----- ";Nm
1700 PRINT SPA(17),"10°- DISTANCE ENTRE DEUX POINTS DE CALCUL ";Dc
1710 INPUT "POUR CONTINUER TAPÉZ LA TOUCHE CONT",Esp$
1720 RETURN
1730 PRINT PAGE
1740 PRINT " ";TAB(31),"STRUCTURE N° ";Numstr(I)
1750 PRINT LIN(1)
1760 PRINT " ";TAB(24),"SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE: ";Smgstr(I)
1770 PRINT LIN(1)
1780 PRINT " ";TAB(6),"ABSCISSES";TAB(30),"ORDONNEES"
1790 PRINT LIN(1)
1800 FOR J=1 TO 10
1810 FOR K=1 TO 2
1820 IMAGE #,"Struc(",DD," ",",DD," ",",D," ";",DD.DD," "
1830 PRINT USING 1820;I,J,K,Struc(I,J,K)
1840 NEXT K
1850 PRINT ""
1860 NEXT J
1870 INPUT "POUR CONTINUER TAPÉZ LA TOUCHE CONT ",Esp$
1880 RETURN
1890 INPUT "VOULEZ VOUS EFFECTUER UNE MODIFICATION (O/N)?",Rep$
1900 IF Rep$="O" THEN INPUT "VOULEZ-VOUS MODIFIER UNE ABSCISSE(O/N)?",Chx$
1910 IF Rep$="N" THEN GOTO 2030
1920 IF Chx$="O" THEN GOTO 1940
1930 IF Chx$="N" THEN GOTO 2010
1940 INPUT "NUMERO DU POINT DONT L'ABSCISSE EST A MODIFIER",X
1950 INPUT "NOUVELLE VALEUR",Z
1960 Struc(I,X,1)=Z
1970 GOSUB 1730
1980 INPUT "VOULEZ-VOUS EFFECTUER UNE AUTRE MODIFICATION (O/N)?",Aut$
1990 IF Aut$="O" THEN GOTO 1900
2000 IF Aut$="N" THEN GOTO 2030
2010 INPUT "NUMERO DU POINT DONT L'ORDONNEE EST A MODIFIER",Y
2020 INPUT "NOUVELLE VALEUR",Z
2030 Struc(I,Y,2)=Z
2040 GOSUB 1730
2050 INPUT "VOULEZ-VOUS EFFECTUER UNE AUTRE MODIFICATION (O/N)?",Aut$
2060 IF Aut$="O" THEN GOTO 1900
2070 IF Aut$="N" THEN GOTO 2030
2080 RETURN
2090 DIM Som(100)
2100 FOR J=1 TO Nc
2110 Som(J)=0
2120 NEXT J
2130 FOR I=1 TO Nm
2140 FOR J=1 TO Nc
2150 Som(J)=Som(J)+Anom(I,J)
2160 NEXT J
2170 NEXT I
2180 RETURN
2190 Dessin: !
2200 INPUT "VOULEZ VOUS UNE SORTIE GRAPHIQUE (O/N)?",Grp$
2210 IF Grp$="O" THEN GOTO 2250
2220 IF Grp$="N" THEN GOTO 2230
2230 PLOTTER IS "GRAPHICS"
2240 GOTO 2260
2250 PLOTTER IS "9872A"

```

```

2260 GRAPHICS
2270 LOCATE 10,120,10,40
2280 SCALE Ac,Nc*Dc+Ac,Pm,As
2290 AXES 1,1,0,0,5,5,3
2300 AXES 10000,1,Nc*Dc+Ac,0,5,5,3
2310 FOR I=1 TO Nm
2320     MOVE Struc(I,1,1),Struc(I,1,2)
2330     FOR J=1 TO Npstr(I)
2340         DRAW Struc(I,J,1),Struc(I,J,2)
2350     NEXT J
2360     DRAW Struc(I,1,1),Struc(I,1,2)
2370 NEXT I
2380 GOSUB Lxaxes
2390 GOSUB Lyaxes
2400 Min=Som(34)
2410 Max=Som(34)
2420 FOR I=1 TO Nc
2430     Max=MAX(Som(I),Max)
2440     Min=MIN(Som(I),Min)
2450 NEXT I
2460 INPUT "DESIREZ VOUS FIXER VOTRE ECHELLE ANOMALIE (O/N)?",Feas
2470 IF Feas="O" THEN GOTO 2490
2480 IF Feas="N" THEN GOTO 2530
2490 PRINT " ";TAB(10),"MAXIMUM DE L'ANOMALIE",Max
2500 PRINT " ";TAB(10),"MINIMUM DE L'ANOMALIE",Min
2510 INPUT "DONNEZ VOTRE MAXIMUM",Max
2520 INPUT "DONNEZ VOTRE MINIMUM",Min
2530 LOCATE 10,120,53,83
2540 SCALE Ac,Nc*Dc+Ac,Min,Max
2550 AXES 1,10,Ac,0,5,5,3
2560 AXES 10000,10,Nc*Dc+Ac,0,5,5,3
2570 MOVE Ac,Som(1)
2580 FOR I=1 TO Nc
2590     DRAW Ac+I*Dc,Som(I)
2600 NEXT I
2610 GOSUB Lzaxes
2620 PAUSE
2630 EXIT GRAPHICS
2640 RETURN
2650 Lxaxes: !
2660 CSIZE 3
2670 LDIR 0
2680 LORG 4
2690 FOR Xp=Ac TO Nc*Dc+Ac STEP 1
2700     MOVE Xp,As
2710     LABEL Xp
2720 NEXT Xp
2730 RETURN
2740 Lyaxes: !
2750 CSIZE 3
2760 LDIR 0
2770 LORG 2
2780 FOR Yp=5 TO Pm STEP 5
2790     MOVE Ac,Yp
2800     LABEL Yp
2810 NEXT Yp
2820 RETURN
2830 Lzaxes: !
2840 CSIZE 3
2850 LDIR 0
2860 LORG 2
2870 FOR Yp=0 TO Max STEP 50
2880     MOVE Ac,Yp
2890     LABEL Yp
2900 NEXT Yp
2910 FOR Yp=0 TO Min STEP -50
2920     MOVE Ac,Yp
2930     LABEL Yp
2940 NEXT Yp
2950 RETURN

```

```

10 ! *****
20 ! * PROGRAMME DE TRAITEMENT FREQUENTIEL DE PROFILS MAGNETIQUES *
30 ! * (LOGICIEL CONCU POUR HP 9845B/ AUTEUR: JACQUES de POULPIQUET) *
40 ! * (ENTREE: NUMERISEUR HP 9111A/ SORTIE: TABLE TRACANTE HP 7475A) *
50 ! *****
60 !
70 !
80 ! REM :      CE PROGRAMME EST DIVISE EN CINQ PARTIES :
90 !           "NUM", "TF", "GRANT", "FILTR", "TF-1"
100 !
110 !
120 !
130 !
140 !
150 ! -----
160 ! PROGRAMME "NUM" : NUMERISATION ET ECHANTILLONNAGE
170 ! -----
180 !
190 ! OPTION BASE 1
200 ! STANDARD
210 ! MASS STORAGE IS "I:T15"
220 ! DIM X(600), Y(600), Ye(600), Xe(600), A(600), B(600), En(600), F(600)
230 ! PRINT "ECHANTILLONNAGE DU PROFIL"
240 ! PRINT "-----", LIN(3)
250 ! LET I=0
260 ! INPUT "1 CM EN X = km ?", Echx
270 ! INPUT "1 CM EN Y = nT ?", Echy
280 ! PRINTER IS 7,6
290 ! PRINT "IN"
300 ! PRINT "BP20,200"
310 ! PRINT "CN"
320 ! PRINT "CR60"
330 ! I=I+1
340 ! PRINT "BP24,10,5"
350 ! PRINT "OD"
360 ! ENTER 7,6;X,Y
370 ! IF X*Y<160000 THEN GOTO 420
380 ! DISP X*.0025,Y*.0025
390 ! X(I)=X*.0025*Echx
400 ! Y(I)=Y*.0025*Echy
410 ! GOTO 330
420 ! N=I-1
430 ! PRINT " BP 30,200,4"
440 ! PRINTER IS 16
450 ! PRINT "NOMBRE DE DONNEES BRUTES =",N
460 ! PRINT X(1),Y(1),X(N),Y(N)
470 ! INPUT "Nech puissance de 2 =",Nech
480 ! Dx=(X(N)-X(1))/(Nech-1)
490 ! Xe(1)=X(1)
500 ! Ye(1)=Y(1)
510 ! I=1
520 ! K=2
530 ! Xe(2)=Xe(1)+Dx
540 ! IF Xe(K)<X(I+1) THEN GOTO 560
550 ! GOTO 620
560 ! IF Xe(K)>=X(I) THEN GOTO 580
570 ! GOTO 620
580 ! GOSUB Interp
590 ! Xe(K)=Xe(K-1)+Dx
600 ! IF Xe(K)<=X(N)+Dx THEN GOTO 540
610 ! GOTO 640
620 ! I=I+1
630 ! IF I<=N-1 THEN GOTO 540
640 ! Nech=K-1
650 ! PRINT Xe(1),Ye(1),Xe(Nech),Ye(Nech)
660 ! PRINT "Nech",Nech;LIN(2)
670 ! INPUT "Voulez-vous enlever une regionale (O/N)",Reg$
680 ! IF Reg$="N" THEN GOTO 730
690 ! IF Reg$="O" THEN INPUT "GRADIENT en nT/km ? ( >0 vers le Nord )",Grad
700 ! FOR I=1 TO Nech
710 ! Ye(I)=Ye(I)+(I-1)*Grad*Dx
720 ! NEXT I
730 ! Ymin=Ye(1)
740 ! Ymax=Ye(1)
750 ! FOR J=2 TO Nech
760 ! Ymin=MIN(Ye(J),Ymin)
770 ! Ymax=MAX(Ye(J),Ymax)

```

```

780 NEXT J
790 PRINT "Ymin=",Ymin,"Ymax=",Ymax
800 INPUT "Ymini?",Ymini,"Ymaxi?",Ymaxi
810 X0i=Xe(1)
820 FOR I=1 TO Nech
830 Xe(I)=Xe(I)-X0i
840 Ye(I)=Ye(I)-Ymini
850 NEXT I
860 PLOTTER IS "9872A"
870 GRAPHICS
880 LOCATE 5,60,50,100
890 SCALE Xe(1),Xe(Nech),0,Ymaxi-Ymini
900 AXES 5,10,Xe(1),0,10,10,3
910 AXES 10000,10000,Xe(Nech),Ymaxi-Ymini
920 FOR I=1 TO Nech
930 PLOT Xe(I),Ye(I)
940 PENUP
950 NEXT I
960 GOSUB Lxaxel
970 GOSUB Lyaxel
980 EXIT GRAPHICS
990 LINK "TF"
1000 END
1010 Interp: !
1020 Ye(K)=Y(I)+(Xe(K)-X(I))*(Y(I+1)-Y(I))/(X(I+1)-X(I))
1030 K=K+1
1040 RETURN
1050 Lxaxel: !
1060 CSIZE 2
1070 LDIR 0
1080 LORG 6
1090 FOR Xk=Xe(1) TO Xe(Nech) STEP 10
1100 MOVE Xk,-5
1110 LABEL Xk
1120 NEXT Xk
1130 RETURN
1140 Lyaxel: !
1150 CSIZE 2
1160 LDIR 0
1170 LORG 8
1180 FOR Yk=0 TO Ymaxi-Ymini STEP 50
1190 MOVE 0,Yk
1200 LABEL Yk
1210 NEXT Yk
1220 RETURN

```

```

10 ! -----
20 ! PROGRAMME "TF" :CALCUL DE LA TRANSFORMEE DE FOURIER DISCRETE
30 ! -----
40 !
50 OPTION BASE 1
60 Sign=1
70 Co=1/Nech
80 FOR I=1 TO Nech
90 PRINT Ye(I)
100 A(I)=Ye(I)
110 B(I)=0
120 NEXT I
130 PRINT "CALCUL DE LA TRANSFORMEE DE FOURIER",Nech;LIN(3)
140 I=1
150 FOR J=1 TO Nech
160 IF J>I THEN GOTO 230
170 R1=Co*A(I)
180 R2=Co*B(I)
190 A(I)=Co*A(J)
200 B(I)=Co*B(J)
210 A(J)=R1
220 B(J)=R2
230 N=Nech/2
240 IF I<N THEN GOTO 280
250 I=I-N
260 N=N/2
270 IF N>=1 THEN GOTO 240
280 I=I+N

```

```

290 NEXT J
300 I=1
310 L=2*I
320 FOR J=1 TO I
330 R4=PI*Sign*(J-1)/I
340 R5=COS(R4)
350 R6=SIN(R4)
360 K=J
370 M=K+I
380 R1=R5*A(M)-R6*B(M)
390 R2=R6*A(M)+R5*B(M)
400 A(M)=A(K)-R1
410 B(M)=B(K)-R2
420 A(K)=A(K)+R1
430 B(K)=B(K)+R2
440 K=K+L
450 IF K=Nech THEN GOTO 370
460 NEXT J
470 I=L
480 IF I<Nech THEN GOTO 310
490 FOR K=1 TO Nech
500 PRINT A(K),B(K)
510 NEXT K
520 LINK "GRANT"
530 END

```

```

10 ! -----
20 ! PROGRAMME "GRANT" : CALCUL D INDICES DE PROFONDEUR A PARTIR
30 ! DES SPECTRES D ENERGIE < SPECTOR ET GRANT,1970; GREEN,1972 >
40 ! -----
50 !
60 PRINT "SPECTRES D ENERGIE"
70 PRINT "-----",LIN(3)
80 INPUT "ALTITUDE DE VOL ?",Alt
90 PRINT Nech,Dx
100 ! CALCUL DU SPECTRE D ENERGIE "BRUT"
110 FOR I=1 TO Nech/2+1
120 F(I)=(I-1)/(Nech*Dx)
130 En(I)=LOG(A(I)^2+B(I)^2)
140 NEXT I
150 L=1
160 GOSUB Trace
170 EXIT GRAPHICS
180 ! CALCUL DU SPECTRE D ENERGIE "STABILISE" PAR APPLICATION
190 ! (CONVOLUTION) D UN FILTRE TRIANGULAIRE < 2/7,3/7,2/7 >
200 FOR I=2 TO Nech/2
210 En(I)=(2*En(I-1)+3*En(I)+2*En(I+1))/7
220 NEXT I
230 L=2
240 GOSUB Trace
250 EXIT GRAPHICS
260 INPUT "Desirez-vous faire un FILTRAGE (O/N)",Ch$
270 IF Ch$="O" THEN LINK "FILTR"
280 IF Ch$="N" THEN GET "NUM"
290 END
300 Trace: !
310 Ymin=En(2)
320 Ymax=En(2)
330 FOR K=2 TO Nech/2+1
340 Ymin=MIN(En(K),Ymin)
350 Ymax=MAX(En(K),Ymax)
360 NEXT K
370 PRINT "Ymin=",Ymin,"Ymax=",Ymax;LIN(3)
380 INPUT "Ymin?",Ymin,"Ymax?",Ymax
390 PLOTTER IS "9872A"
400 GRAPHICS
410 IF L=1 THEN LOCATE 5,30,5,45
420 IF L=2 THEN LOCATE 35,50,5,45
430 SCALE 0,1/(2*Dx),Ymin,Ymax
440 AXES .1,1,0,Ymin,.5,5
450 AXES 100,100,1/(2*Dx),Ymax
460 FOR J=1 TO Nech/2+1
470 PLOT F(J),En(J)

```

```

480  PENUP
490  NEXT J
500  Essai=1
510  GOSUB Lxaxe2
520  GOSUB Lyaxe2
530  IF L=2 THEN GOTO 590
540  INPUT "Voulez-vous GRANT (+ FILTRAGES) (G) ou FILTRAGES (F)",Choix$
550  IF Choix$="G" THEN GOTO 580
560  IF Choix$="F" THEN EXIT GRAPHICS
570  LINK "FILTR"
580  PRINT "Vous pouvez calculer trois pentes différentes"
590  INPUT "No du premier point ?",I1
600  INPUT "No du dernier point ?",I2
610  I3=I2-I1+1
620  Xi=Xi2=Yi=Xiyi=0
630  I=1
640  K=1
650  I=I+I1-1
660  Xi=Xi+I
670  Yi=Yi+En(I)
680  Xi2=Xi2+I^2
690  Xiyi=Xiyi+I*En(I)
700  K=K+1
710  I=K
720  IF K<=I3 THEN GOTO 650
730  Pente=(I3*Xiyi-Yi*Xi)/(I3*Xi2-Xi^2)
740  Prof=-(Pente*Nech*Dx/(4*PI))-Alt
750  PRINT "PROFONDEUR PAR RAPPORT AU SOL =",Prof
760  Essai=Essai+1
770  IF Essai<=3 THEN GOTO 590
780  RETURN
790  Lxaxe2: !
800  CSIZE 2
810  LDIR 0
820  LONG 6
830  FOR Xp=0 TO 1/(2*Dx) STEP .5
840  MOVE Xp,Ymin-1
850  LABEL Xp
860  NEXT Xp
870  RETURN
880  Lyaxe2: !
890  CSIZE 2
900  LDIR 0
910  LONG 8
920  FOR Yp=Ymin TO Ymax STEP 5
930  MOVE 0,Yp
940  LABEL Yp
950  NEXT Yp
960  RETURN

```

```

10  ! -----
20  ! PROGRAMME "FILTR" : FILTRAGES EN DOMAINE FREQUENTIEL
30  ! -----
40  !
50  PRINT PAGE
60  PRINT "FILTRAGES"
70  PRINT "-----",LIN(2)
80  PRINT "PASSE-BAS :      No 1"
90  PRINT "PROLONGEMENT :   No 2"
100 PRINT "DERIVATION :      No 3"
110 INPUT "No du filtrage désiré",Nof
120 PRINT PAGE
130 ON Nof GOTO 140,280,430
140 PRINT "FILTRAGE PASSE-BAS"
150 INPUT "FREQUENCE DE COUPURE en cycles/km ?",Fc
160 C=INT(1+Fc*Nech*Dx)
170 A(C)=A(C)/2
180 B(C)=B(C)/2
190 A(Nech-C+1)=A(Nech-C+1)/2
200 B(Nech-C+1)=B(Nech-C+1)/2
210 FOR I=C+1 TO Nech-C
220  A(I)=0
230  B(I)=0
240 NEXT I
250 INPUT "VOULEZ-VOUS UN FILTRAGE COMPLEMENTAIRE (O/N)",Filt$

```



```

260 IF Filtr$="0" THEN GOTO 50
270 IF Filtr$="N" THEN GOTO 560
280 PRINT "PROLONGEMENT DE DELTAZ km"
290 PRINT " -VERS LE BAS : DELTAZ < 0"
300 PRINT " -VERS LE HAUT: DELTAZ > 0"
310 INPUT "DELTA Z ?", Deltaz
320 FOR I=2 TO Nech/2
330 F(I)=(I-1)/(Nech*Dx)
340 Pro1=EXP(-2*PI*F(I)*Deltaz)
350 A(I)=A(I)*Pro1
360 B(I)=B(I)*Pro1
370 A(Nech-I+2)=A(Nech-I+2)*Pro1
380 B(Nech-I+2)=B(Nech-I+2)*Pro1
390 NEXT I
400 INPUT "VOULEZ-VOUS UN FILTRAGE COMPLEMENTAIRE (O/N)", Filtr$
410 IF Filtr$="0" THEN GOTO 50
420 IF Filtr$="N" THEN GOTO 560
430 PRINT "DERIVATION VERTICALE A L ORDRE N"
440 INPUT "N ?", Nordre
450 FOR I=2 TO Nech/2
460 F(I)=(I-1)/(Nech*Dx)
470 Deriv=(2*PI*F(I))^Nordre
480 A(I)=A(I)*Deriv
490 B(I)=B(I)*Deriv
500 A(Nech-I+2)=A(Nech-I+2)*Deriv
510 B(Nech-I+2)=B(Nech-I+2)*Deriv
520 NEXT I
530 INPUT "VOULEZ-VOUS UN FILTRAGE COMPLEMENTAIRE (O/N)", Filtr$
540 IF Filtr$="0" THEN GOTO 50
550 IF Filtr$="N" THEN GOTO 560
560 LINK "TF-1"
570 END

```

```

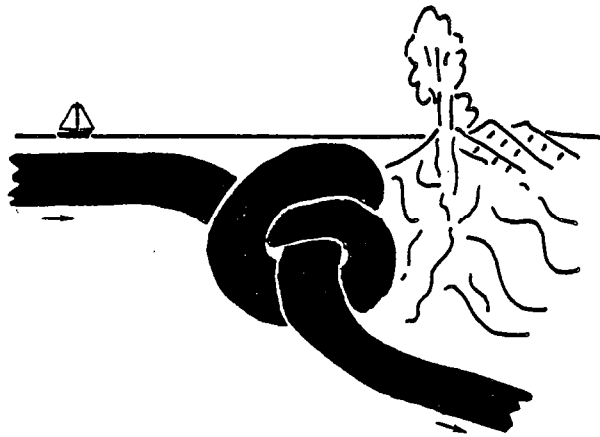
10 ! -----
20 ! PROGRAMME "TF-1" : CALCUL DE LA TRANSFORMEE DE FOURIER INVERSE
30 ! ET TRACAGE DU SIGNAL FILTRE
40 ! -----
50 !
60 OPTION BASE 1
70 PRINT PAGE
80 Sign=-1
90 Co=1
100 FOR I=1 TO Nech
110 PRINT A(I), B(I)
120 NEXT I
130 PRINT "CALCUL DE LA TRANSFORMEE DE FOURIER INVERSE", Nech; LIN(3)
140 I=1
150 FOR J=1 TO Nech
160 IF J>I THEN GOTO 230
170 R1=Co*A(I)
180 R2=Co*B(I)
190 A(I)=Co*A(J)
200 B(I)=Co*B(J)
210 A(J)=R1
220 B(J)=R2
230 N=Nech/2
240 IF I<N THEN GOTO 280
250 I=I-N
260 N=N/2
270 IF N>=1 THEN GOTO 240
280 I=I+N
290 NEXT J
300 I=1
310 L=2*I
320 FOR J=1 TO I
330 R4=PI*Sign*(J-1)/I
340 R5=COS(R4)
350 R6=SIN(R4)
360 K=J
370 M=K+I
380 R1=R5*A(M)-R6*B(M)
390 R2=R6*A(M)+R5*B(M)
400 A(M)=A(K)-R1
410 B(M)=B(K)-R2

```

```

420 A(K)=A(K)+R1
430 B(K)=B(K)+R2
440 K=K+L
450 IF K<=Nech THEN GOTO 370
460 NEXT J
470 I=L
480 IF I<Nech THEN GOTO 310
490 FOR K=1 TO Nech
500 PRINT A(K),B(K)
510 NEXT K
520 FOR I=1 TO Nech
530 Xe(I)=(I-1)*Dx
540 Ye(I)=A(I)
550 NEXT I
560 Ymin=Ymax=Ye(1)
570 FOR I=1 TO Nech
580 Ymin=MIN(Ye(I),Ymin)
590 Ymax=MAX(Ye(I),Ymax)
600 NEXT I
610 PRINT "Ymin =",Ymin,"Ymax =",Ymax,LIN(1)
620 PRINT "Ymin et Ymax conseillés pour les filtrages adoucissants"
630 PRINT " Ex: Passe-bas,Prolongement vers le haut",0,Ymaxi-Ymini
640 INPUT "Ymin ?",Ymin,"Ymax ?",Ymax
650 PLOTTER IS "9872A"
660 GRAPHICS
670 LOCATE 75,130,50,100
680 SCALE Xe(1),Xe(Nech),Ymin,Ymax
690 AXES 5,10,Xe(1),Ymin,10,10,3
700 AXES 10000,10000,Xe(Nech),Ymax
710 FOR I=1 TO Nech
720 PLOT Xe(I),Ye(I)
730 ! PENUP
740 NEXT I
750 GOSUB Lxaxe3
760 GOSUB Lyaxe3
770 EXIT GRAPHICS
780 GET "NUM"
790 END
800 Lxaxe3: !
810 CSIZE 2
820 LDIR 0
830 LONG 6
840 FOR Xk=Xe(1) TO Xe(Nech) STEP 10
850 MOVE Xk,-5
860 LABEL Xk
870 NEXT Xk
880 RETURN
890 Lyaxe3: !
900 CSIZE 2
910 LDIR 0
920 LONG 8
930 FOR Yk=0 TO Ymaxi-Ymini STEP 50
940 MOVE 0,Yk
950 LABEL Yk
960 NEXT Yk
970 RETURN

```



"The complexity of active margins may not as yet be fully appreciated by earth scientists..."

(Joides Journal, August 1975, p. 20)

Dans la même collection :

- N° 1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tab., 4 pl. (1985). 140 F
- N° 2 - G. QUERRE** - Paléogénèse de la croûte continentale à l'Archéen: les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tab., 3 pl. (1985). 85 F
- N° 3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie, Traces fossiles. Milieux de dépôt, 150 p., 76 fig., 9 tab., 19 pl. (1985). 55 F
- N° 4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tab., (1985). 55 F
- N° 5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tab., 12 pl. (1986). 70 F
- N° 6 - J. de POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tab., (1986). 55 F

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				
par volume supplémentaire : 5,00 F.				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veuillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au CAESS

Dépôt Légal

2ème trimestre 1986

ETUDE GEOPHYSIQUE D'UN MARQUEUR MAGNETIQUE SITUE SUR LA MARGE CONTINENTALE SUD-ARMORICAINE.

Résumé. - La modélisation des structures magnétiques qui définissent depuis le plateau continental sud-armoricain jusqu'à l'intérieur du Bassin Aquitain un "marqueur" linéaire d'une longueur d'environ six cents kilomètres, confirme l'existence d'un accident crustal majeur dont les diverses signatures géophysiques (magnétisme, gravimétrie, sismicité) sont compatibles avec une interprétation de suture interplaque.

Une tentative de reconstitution spatiale des principales limites interplaques et intraplaques du domaine ibéro-armoricain a conduit à envisager l'existence de deux sutures dont la plus interne délimiterait une éventuelle microplaque "ébro-aquitaine". La répartition des zones de magmatisme et de subsidence de la période cambro-ordovicienne ainsi que l'enregistrement à la même époque de mouvements "calédoniens" possiblement compressifs pourraient s'expliquer en terme d'un processus de convergence de plaques initiés dès le Cambrien supérieur.

Mots-Clés : Modélisation magnétique, Suture interplaque, Suture intraplaque, Arc ibéro armoricain, Microplaque ébro-aquitaine, Subduction "calédonienne", Collision "ligérienne".

Editions du C.A.E.S.S.

Université de Rennes I

F - 35042 - RENNES Cédex